

MÚZEUMI FÜZETEK

AZ ERDÉLYI NEMZETI MÚZEUM ÁSVÁNYTÁRÁNAK ÉRTESÍTŐJE.

SZERKESZTI: DR. SZÁDECZKY K. GYULA.

III. kötet.

1916.

2. szám.

Cuprit, azurit és malachit Bélavárról Torda-A.-megyében.

Írta: DR. SZENTPÉTERY ZSIGMOND.

Az 1913. év nyarán Alsószolcsva vidékén tett egyik kirándulásomon eljutottam Bélavár község határába is, ahol a falutól Ny-ra a Valea Ursulujban, a Gyalu Mik alján réztartalmú ásványok fordulnak elő. Miután a kellemetlen esős idő ellenére is meglehetősen anyagot gyűjtöttem, ezt az irodalomban eddigelé nem szereplő előfordulást röviden a következőkben ismertetem.

Az előfordulás kristályos palában van, amely éppen az előfordulási helyen rendkívül erősen össze-vissza van szakadozva és annyira elváltozott, hogy eredeti mivoltát főleg csak a laboratóriumban végzett vizsgálatok alapján dönthetjük el. Ezek alapján itt uralkodólag graphitos palák: graphitpala, graphitos muskovitesillámpala, graphitos muskovitquarcit vannak, de előfordul a tiszta muskovitcsillámpala és quarcit is. Az előfordulási hely közelében quarcitot és kristályos mészkövet gyűjtöttem, amelyek igen meredeken: 50°—80° alatt dőlnek átlagosan ÉNy felé. TELEGDI RÓTH LAJOS 1899. évi jelentésében¹ e vidékről NyÉNy felé 75° alatt dülő „grafitos és csillámos quarcit“-ot, „szericites palá“-t, „gránáttartalmú csíkos gneisz“-t említ, a közeli Valea Szegásban pedig „szericites gránátcsillámpalá“-t és „amfiboltartalmú csillámgneisz“-t ír le.

A gyűjtött kőzetpéldányokon a nagy mennyiségű limoniton kívül a *malachit* a legtöbb, az *azurit* már jóval kevesebb, a *cuprit* meg éppen csak szorgos vizsgálat mellett fedezhető fel szabad szemmel.

¹ A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1899-ről. 61—62. lap.

A cuprit legnagyobb része átalakult karbonátokká úgy, hogy főleg egyes vékony, meg-megszakadó erecskék alakjában látható a malachit-halmazokban vagy -rétegekben. Kiképződése igen finom szemcsés vagy vaskos. Főleg a felülete változott el, ami különösen jól látható egyes fűrtös kiképződésű malachit-halmazokban, amelyeknek legfelső részeit letördelve, a legtöbbször azonnal előtűnik a cupritnak erős fémes vörös színe. Tehát a cuprit eredetileg ilyen fűrtös-, vagy virágalakban (rézvirág) is kiképződött. Előfordul az az eset is, amidőn a cuprit azurit-halmazba van beágyazva. Egy igen érdekes kis fészek belsejében még felismerhető a parányi cuprit-mag, ezt azurit veszi körül, ezt viszont malachit és az egészet limonit burkolja be. A legtöbb esetben azonban a cuprittal a malachit érintkezik.

Mikroszkop alatt a szeszélyes alakú élénk kárminpiros, vagy rézvörös cupritos részletekben elég sok chalkopyritet is találunk, apró, igen erős fémténnyel bíró, veresessárga szemekben. A cuprit szemcsés volta így mikroszkop alatt csak kevés helyütt észlelhető, legtöbbször összefolyó ágas-bogas képződménynek látszik. A nagyobb helyen összefüggő cuprit likaicsaiban azurit-kristályok is vannak, a legtöbb helyütt azonban malachit tölti ki ezeket a lika-csokat, valamint ez övezi a cupritos részleteket. Figyelemre méltó, hogy a cuprit gyakran magnetittel is társul részben úgy, hogy helyenként a magnetit az uralkodó mennyiségű és a cuprit benne csak szórványos szemek alakjában látható, részben megfordítva. Ez utóbbi a gyakoribb eset. A cuprit- és a benne levő magnetit-szem között néha vékony malachit-hártya is van. Még gyakrabban találjuk a cupritot limonittal nagyon benső összeköttetésben (*téglaérc*).

Ahol nagyobb mennyiségű a cuprit, ott magába zárja a kristályos pala alkotórészeit is.

Az azurit a legtöbb esetben az e kőzetekben igen gyakori üregekben képződött ki, azoknak falára nőtt és vagy részben, vagy egészben kitölti ezeket a geodákat. Előfordulására nézve az a fontos, hogy kevés kivétellel mindig kristályokban lép föl, melyeknek nagysága azonban rendszeren csak mikroszkoppal mérhető, az 1 mm.-t csak ritkán éri el. A kristályok, különösen az apróbbak oly végtelen sűrűn vannak egymás mellett, hogy az egyes egyének szabad szemmel nem vehetők ki. A nagyobbak erősen csillogók, egymással sokszorosan összenőttek, olykor fűrtös halmazokká, amelyek kiemelkednek a kb. egyforma kristályokból álló üregbevonatból. Igen érdekesek az azurit-halmazokon fennülő apró malachit-gömböcskék, amelyek helyenként annyira felszaporodnak a felületen, hogy az azu-

ritot el is takaják. Előfordul az azurit a szivacsos sejtes kiképződésű limonitban is, ahol főleg izolált, mintegy bennőtt kristályhalmazok vannak, melyek gyakran könnyűszerrel szabaddá is tehetők. Ilyen helyeken találjuk a legjobban kifejlett és optikailag is leginkább tanulmányozható kristálykákat.

A drúzás előjövételen kívül előfordul az azurit még sok más módon; így egy muskovitquarceit példán keresztül-kasul menő vékony erekben; helyenként csak az erecskék legbelsejében látható, míg az erek külső része malachitból áll, olykor pedig majdnem az egész, vagy az egész értöltelék malachittá változott. Ilyen helyeken a legapróbb szemű az azurit. Érdekes egy helyütt a magnetithez való viszonya, amellyel valósággal összenőtt úgy, hogy kb. 0.2–0.6 mm.-es helyeken együtt sötétedő azurit kristályoknak csak igen apró részletekét láthatjuk a nagyjában összefüggő likacsos magnetitben. Mellettük pedig *téglaérc*-féle cuprit maradványok vannak. Másutt az azurit az uralkodó, a magnetit pedig igen kis szemcsékben nagyon sűrűn van benne, kevés *téglaérc* itt sem hiányzik. Egyik kőzetdarabban a kőzet összetöredezett ásványai között az azurit a kötőanyag; ugyanitt cuprittal körülvett chalkopyrit-szemek is előfordulnak.

Az azurit szabad szemmel sötétkék vagy feketés-kék, különösen ott, ahol igen apró kristályokból áll az üregbevonat; ahol pedig valamivel nagyobbak a kristályok, ott világosabb kék és áttetsző. Mikroszkop alatt igen élénk és erős kék színű, csak ott halványabb, ahol malachitosodni kezd, itt zöldeskék színt is ölt. Kiképződése olyan, hogy kristályai inkább szélesebb lemezek, vagy az isometrichushoz közeledő szemcsék, főleg ahol limonitba beágyazva fordulnak elő. Ahol geodákban képződött ki, ott vékonyabb lemezei nagyjában sugarasan veszik körül az üreget. A kicsiny geodák kitöltésénél előfordul az az eset is, hogy a radiális elhelyezkedésű lemezek által körülvett üreg ki van töltve és pedig egy vagy több kristállyal, a sugaras lemezek végződési formáján azonban látszik, hogy eredetileg üreg volt a közepén. Néhol igen vékony, tűformájú rostos szálas alakokban is megjelenik az azurit s ezek a rendesen parányi kristálykák egymással összeszővődve nagyon változatos, olykor szabálytalan sphaerolithos halmazokat alkotnak. Végül nagyon szórva nyosan végtelen parányi szemcsés, valósággal földes megjelenésű.

Az utóbb felsorolt esetekben mindenütt elváltozásnak indult az azurit és valószínű, hogy szétesése vékony szálakká, rostokká, apró szemcsékké éppen a malachitosodással van összefüggésben, így pl. helyenként jól látszik, hogy a nagyobb azurit-szemese a szélein elrostozódva megy át rostos malachitba.

Mindezen előfordulásoknál az azurit alakja még a legjobban kifejtett kristályoknál sem idiomorph, a drúzáknaál az üregekbe benyúló végük még meglehetősen jól körülhatárolt, de máshol mindenütt a sokszoros összenövés miatt is szabálytalan alakú. Még leginkább közeledik az idiomorph alakhoz az olyan szórványos helyeken, ahol az említett drúzás kiképződésben a sugarasan elhelyezett lemezek által körülvett üregben egyetlen kristály képződött ki. Az ilyen kristályok zömök oszloposak néha betetőző lapokkal. A sokszoros összeszővődésben semmi szabályosság nem vehető ki, összenövési felületük a legtöbb esetben girbe-görbe, elhajolt, csak szórványosan egyenes; ez az egyenes összenövési vonal pár meghatározható esetben az n_m irányával párhuzamos. A pleochroismus meglehetősen erős: n_g = ibolyáskék, n_m = világoskék, n_p = sötétebb kék. Kettősfénytörési színe igen magas, a normális 30 μ -os vékonycsiszolatokban az n_g -re merőleges metszeteknél II. r. zöldig megy fel (0.025 körül), n_p -re merőlegesen pedig III. zöldeskékig (0.040—0.045 körül). A legmagasabb kettőstörési szín a IV. r. színek fölött van, közelebből nem volt meghatározható.

A malachit ellentétben az azurittal legtöbbsnyire kryptokristályos szerkezetű, szabad szemmel látható nagyobb kristályokban egyáltalában nem található. Mennyisége a gyűjtött darabokban a cupritét és azuritét sokszorosán felülmúlja. Rendes megjelenési formája az, hogy a cupritot és azuritot bekérgezi, azok felületén vagy igen finom bevonatot alkot, vagy azokra különböző utánzó alakokban: szálas, ágas-bogas, veséded vagy gömbös formákban ránótt. Sokszor különálló rétegecskében is megjelenik az anyakőzet rétegzettségével egy irányban, még gyakrabban különböző irányú ereken, amelyeknek találkozási helyein nagyobb halmazokban is összegyűl.

Mikroszkopi képe nagyon változatos. A leggyakrabban végtelen sűrű tömött szövetű, közelebbi szemcsés vagy szálas voltát a legnagyobb nagyítással is csak helyenként lehet kivenni. Sokszor keveredik ilyenkor limonittal és szürke agyagos termékekkel. Gyakori megjelenési forma az is, melyben határozottan szálas kifejlődésű. Ebben az esetben részint szabálytalan szálas vagy éppen túalakú kötegeket, kéveszerű halmazokat alkot, részint sugaras, gyakran gömbös-héjjas még egyes vékony értőtelékeknel is. Olykor szabályos fekete keresztel sötétednek az egyes sphaerolithok és a magas kettősfénytörési szín miatt egyes esetekben, különösen alsó beállításnál a fekete kereszt körül teljesen szabályos, az egyoptikai tengelyű ásványok tengelyképéhez tökéletesen hasonló színes gyűrűrendszert is láthatunk. Ennek oka a kettős szerkezet: a concentricus héjjas és

radiális sugaras lehet. Minél nagyobb a héjjak száma, annál több a színes gyűrűk száma. A színsorozatot, mely teljesen megegyezik a NEWTON-féle sorral, a legjobban kifejtett ilyen héjjas-sugaras sphaerolithnál egészen a IV. rendű színekig jól lehet követni.¹

Csak igen ritkán, főleg az egyes üregek falára rakódva fordul elő a malachit kristályokban. Ilyeket a készített összes vékonycsiszolatokban alig egy párat találtam, ezek közül a legnagyobb 0.3 mm. hosszú volt 60 μ vastagság mellett. Közelebbi optikai sajátosságai közül a következőket állapíthattam meg: az n_p a megnyúlás irányával 12°-ú szöget alkotott; pleochroismusa: harántul = zöld, hosszában = igen halvány zöldessárga.

Ami már most eme réztartalmú ásványok successióját illeti, az elmondottak alapján is nyilvánvaló, hogy az eredeti sulfidérből részben cuprit, részben valamely vasérc származott. A vasérc minőségének meghatározásánál tekintetbe kell azt vennünk, hogy bár a limonit a legtöbb s a legtöbb helyütt ez érintkezik különösen a malachittal, de a szintén meglehetősen, sőt helyenként igen nagy mennyiségű magnetit szintén nagyon közeli viszonyban van úgy a cuprittal, mint különösen az azurittal. A cupritből a további elváltozás folyamán azurit és malachit lett. A malachit egy része tehát az azurittal egyidejű képződmény, de származott malachit magából az azuritből is, amire úgy szabad szemmel, mint a vékonycsiszolatokban igen szép példákat láthatunk. Hogy az eredeti rézsulfidból közvetlenül származott volna rézkarbonát, azt ezekből a külső felületről való közetpéldányokból kimutatni nem lehetett. Lehetséges azonban, hogy azok az azurit-halmazok, amelyek limonitba vannak beágyazva, vagy magnetittel vannak összenőve, egyenesen rézsulfidból származnak.

A leírt ásványokra vonatkozó irodalomból azt látjuk, hogy az összes leírók nagyjában megegyeznek abban, hogy a rézkarbonátok a mélységben rendszeren rézsulfidokkal vannak összefüggésben. A rézsulfidokból (chalkopyrit, bornit stb.) képződik a cuprit, szénsav jelenlétében az azurit és malachit. Az elváltozást mindig limonit kíséri. De már az azurit és malachit successióját illetőleg nagyon eltérők a vélemények. Így, hogy pár példát említsek, Dr. F. WIBEL 1873-ban² közli, hogy kísérletei folyamán egy elzárt üvegcsőben levő malachi-

¹ Hasonló jelenséget említ egész röviden DR. HANS WESTPHAL az otjozonjati „rézérc-pegmatitok”-ból. (Z. f. prakt. Geol. XXII. 409.)

² N. Jb. 1873. p. 242.

ton, amelyet apró márványdarabkák és kénsavas réz egymásra hatásánál nyert nagy hő alatt, a kihülés után pár hó múlva sötétkék kristályok képződtek, melyeket ő, bár közelebből meg nem vizsgálhatott, azuritnak vett. E véleményét, hogy „az azurit a malachitból képződik szénsav felvétellel és vízvesztéssel rendes hőmérsékletnél”, elméletileg is kilejtette s a legfontosabb rézkarbonát előfordulásokon (Szibéria, Chessy, Saalfeld stb.) a malachitot tartja az azurit eredeti ásványának. L. BUCHRUCKER¹ a leogangi ércfekvőhely leírásában is határozottan állítja, hogy az azurit a malachitból képződött, hiszen a kicsiny azurit kristálycsoportok olykor kéregalakban is a malachittelepeken ülnek. HILLS² ezt a tényt, hogy az azurit a malachiton sokszor kérget alkot, úgy magyarázza, hogy az eredeti azurit átváltozása a kristályoknak és csoportoknak az anyakőzettel való érintkezési helyein kezdődik s innen terjed radiálisan a felület felé. A felület gyakran még változatlanul megmarad s így az ilyen helyeken a malachit a belső mag, az azurit pedig a külső kéreg. Ezt az elváltozási formát magam is tapasztaltam a bélavári rézkarbonát drúzákban, ahol a fennőtt azurit kristálycsoportoknak az üregbe benyúló része még változatlan, az anyakőzet felőli rész azonban már átalakulóban van, vagy már át is alakult malachittá. Épen ilyen képet kapunk az említett vékony repedéstöltelekeknél is. DÖLL a chessyi rézcarbonátoknál³ meglehetősen bonyolult paragenesist állapít meg: 1. az azurit a repedésekben és drúzákban kikristályosodik, 2. átváltozik sugaras malachittá, 3. a malachit a felületről kiindulva részben azurittá lett, 4. a második generatiobeli azurit rostos malachittá változik át. Azonban ez a bonyolult successio a HILLS-féle elmélet segítségével sokkal egyszerűbben is megmagyarázható. Megjegyzendő, hogy DÖLL a vizsgált darabon cuprit nyomokat is említ.

E viszonyokra nézve legfontosabb F. MILLOSEVICH megfigyelése és kísérleti eredménye.⁴ Kimutatta, hogy a sardiniai rézérc elő-

¹ Z. Kr. XIX. 152. és 166. l.

² Proc. Colorado Sci. Soc. 1890, 3. Ref.: Z. Kr. XXII. 311. l.

³ Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1899. p. 88.

⁴ A. Reale Accad. dei Lincei. Roma. 2. 1906. Ref. Z. Kr. XLIV. 638—N. Jb. 1908. II. 16. MILLOSEVICH egy üvegesőbe rézchloridot ($\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), erre 1 cm-es kaolin-réteget, erre viszont natriumkarbonátot ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) tett, az üvegesövet beolvasztotta és hevítette. A melegítés által képződött oldatok közül a rézoldat gyorsabban diffundált a kaolinrétegen át. A natriumkarbonát és a kaolin határán 70°-ig való hevítésnél malachit képződik, ha pedig a hőfok 75°-on felül emelkedik, azonnal azurit keletkezett a rézoldatból a natriumkarbonát felől. Ha már most a hőmérséklet leszál, a malachit képződése folytatódik, az azurit ellenben nemcsak hogy megszűnik, hanem maga az azurit is fokozatosan malachittá alakul.

fordulások malachitjának egy része az azurittal egyidős, attól függetlenül képződött rézsulfidokból, más része azonban az azuritból származott, úgy hogy e két bázisos rézkarbonát csak részben egyidős egymással. Azt a tényt, hogy a rézlelőhelyeken a malachit általában sokkal gyakoribb ásvány az azuritnál, abból magyarázza, hogy sokkal állandóbb és hogy nagyon könnyen származik azuritból. Egész sorozat kísérlettel bebizonyította, hogy a rézvegyületek bomlásakor szénsav jelenlétében azurit csak magas (75° – 85°) hőfokon képződik, míg a rendes hőmérsékleten malachit származik és az azurit is azzá alakul. Megfigyeléseivel és kísérleteivel azután végleg megdöntötte WIBELnek fentemlített nézetét, bár ő sem zárja ki teljesen, hogy bizonyos körülmények között azurit is ne képződhessen malachitból, bár ez a természetben különösen ritka jelenség. MILLOSEVICH később¹ normális hőmérséklet mellett is előállította az azuritot márványpor, szénsavas víz és rézsulfát egymásra hatásából, még pedig az azuritot kb. kétszerte higabb rézsulfátoldatból, mint a malachitot, és arra az eredményre jutott, hogy az azurit előállításához nagyobb CaCO_3 fölösleg kell.

Ezen és más kísérletek és megfigyelések alapján HIMMELBAUER² megállapította azt a tényt, hogy „az azurit a malachittal szemben normális viszonyok mellett nem állandó” és hogy az azuritnak a malachitból való képződéséhez „sok kétség fér”.

¹ Atti R. Accad. dei Lincei. Rom. 17 (80) 1908.

² C. Dölter: Handbuch d. Mineralchemie Bd. I. p. 467. Dresden, 1911–2.

Tufatanulmányok Erdélyben.

II. rész. Kolozsvár nyugati környékének tufás rétegei.

Írta: Dr. SZÁDECZKY K. GYULA, egyetemi tanár.

1. Bevezető általános vonások.

Kolozs vidékére vonatkozó első közleményemben¹ kimutattam, hogy ott a dacittufa három egymás fölötti következő különböző, az őket egymástól elválasztó egyéb miocén rétegekkel együtt ráncokban összegyűrt sorozatot alkot, hogy a kolozsi tufarétegeknek szintező szerepük van. Valószínű, hogy ettől a vidéktől keletre még magasabb negyedik, esetleg ötödik tufaréteg is előfordul. Ezeknek a tufarétegeknek mikroskopi megismerése kívánatos volt, mert minél részletesebben ismerjük ezeket, annál inkább felhasználhatjuk kövületek híján szintjelzőkül. Könnyebb és természetesebb volna Kolozsvár környékének tufás rétegeit a Kolozs és Kolozsvár közti, vagy 20 km. széles terület tufái után tárgyalni; azonban egyéb okok mellett főleg a háborús állapot miatt megnehezedett közlekedési és mozgási viszonyok arra kényszerítene, hogy e közbülső terület tufás rétegeinek tárgyalását későbbi, jobb időre halasszam.

Kolozsvár környékén, habár a rétegek nincsenek ráncosodva, a feleki rétegeknek lecsúszása és apróbb elvetődések következtében a széles völgyekkel elválasztott területen igen nehéz a miocén rétegeket pontosabban szintezni. Ehez járul egyrészt az uralkodó márgás kőzetfajták hosszú sorozatának unalmas egyformasága, másrészt e rétegeket jellemző kövület hiánya, vagy nagy szegénysége, egyhangúsága.

Az erősen beszáradt, koncentrált sós vizű tengerből általában kihalt, vagy elmenekült az élet, vagy csak elvélve, szórványosan jelennek meg egyes vékony rétegekben a globigerinák, azonban

¹ Dr. SZÁDECZKY GYULA: Tufatanulmányok Erdélyben. I. rész: Kolozs tufavonulatai. Ezen „Értesítő” II. kötet. 2. szám 201—233. I. Kolozsvár, 1914.

verseny nélkül, helyenként rendkívül nagy mennyiségben. Másutt, mint a Békáspatakban, vagy az újabban felfedezett kisbácsi előforduláson, jelenleg meghatározás alatt lévő, úgy látszik, schlierre valló kagylók, vagy — mint a szentgyörgyhegyi téglavető egy rétegében találtuk, — elvértve halak fordulnak elő. Olyan általános vonás ez, amelyet mindenütt felismerünk a föld életében, ahol elzárt tengeri medencék beszáradnak, ahol a tenger, SUESS E. kifejezése szerint, haldoklik.

Itt tehát a stratigrafiát illetőleg a kőzet változatosságára vagyunk utalva, ami nagyrészt abból áll, hogy a márgát mészmárga válija fel, vagy helyenként erősen homokossá válik. Ezek az egyhangú változások azonban szintjelzésre nem alkalmasak. Legfeltűnőbb és legjobban követhető vezetőnk itt is a *dacittufa*, ami helyenként tekintélyes vastagságban van a miocén rétegek közé települve.

Ezeknek a tengeri rétegeknek a lerakódása azonban nem volt folytonos, a kéregmozgással kapcsolatban nemcsak a tenger mélysége változott, hanem a fenék, úgy látszik, helyenként egészen ki is emelkedett.

A kéregmozgásnak egyik legszembetűnőbb bizonyítéka az a tekintélyes *transgressió*, amelyik a konyhasó kiválása után a középső miocén rétegek leülepedésekor bekövetkezett a Kolozsvártól ÉNy-ra eső területen. A M. Kir. Földtani Intézet térképén is láthatjuk a túlságos mértékben feltűntetett tufarétegnek az oligocén, sőt eocén rétegekre való húzódását.

A Fellegvár 413 m. magasnak jelölt (1:25000-es táborkari térképen; a városi XXXV. jelű vasoszlop szerint azonban 408:139 m.) kiemelkedésén és ettől le a D-i lejtőn lévő viszonyokat nagyon szépen láthatóvá tették az 1915. évben kavics és kő nyelésért végzett feltárások. Itt, a rákócziúti Szamoshíd felett 41 m. magasban tisztán lehetett látni, hogy a felső oligocén *Cyrena semistriata* Desh.-es durva homokkő elvetődött, összeszakadozott „fellegvári rétegeire” erős discordantiával települ rá a középső miocén márga (KOCH mező-ségi rétege), amelyből *Picnodonta cochlear* POLI és egyéb kövület került ki (6845). Érdekes, hogy itt a fellegvári rétegek tetején egész ököl nagyságú haematit (téglaére) darabok is fordulnak elő, amelyek az uralkodó kristályospala kavicsokkal együtt az alaphegységből származnak. A reá települő „mező-ségi rétegek” felsőbb részében vékony finom *dacittufa* rétegek is előfordulnak. A középső miocén rétegsorozatnak megmaradt összes vastagsága itt mindössze 24 m. Erre a tekintélyes elmosást szenvedett sorozatra újabb discordantiával 10 m. vastag pliocén kavics lerakódás következik, ami a Fellegvár tetejét alkotja.

Tovább ÉNy-ra $4\frac{1}{2}$ km. távolságban — mint említém — Kisbács községben is megtaláltam a középső miocén kövületeket tartalmazó finom márgát, amelyre következő tufás, majd márgás sorozat messze felhúzódik Mérától É-ra, olyan területre, ahol az előbb említett geológiai térképünk oligocén réteget jelöl. Kétségtelen tehát, hogy a középső miocén lerakódása előtt tekintélyes terület száraz volt, ami ennek lerakódásakor tenger alá került.

Hasonló pannon transgressiora mutat rá HALAVÁTS, T. RÓTH LAJOS, PÁVAI—VAJNA dr. felvételei alapján dr. BÖCKH HUGÓ a medence Ny-i és DNy-i részében, ahol Szászsebestől K-re a „mediterrán“-ra rakódott a pannon üledék.¹

De a konglomerat, homok, márga rétegek váltakozása alapján ingadozást kell feltételeznünk a felső miocén sarmata rétegek lerakódása alatt is.

A középső miocén finom márgás, tufás rétegeire ugyanis Erdőfelek, valamint Kajántó felé is egy vékony, durva, leginkább quarc-kavicsból álló konglomerátos réteg következik, ami megfogható határrúl kínálkozik a sarmatának vett „feleki rétegek“ elválasztásánál. Erre a konglomerátos rétegre következnek ugyanis az uralkodólag homokos, gyakran Potamideseket is tartalmazó ú. n. feleki rétegek. *Ajtonban* a község felett emelkedő 730 m. K. Csolt és 722 m. N.-Csolt közti árokban 680 m. körüli magasságban durva, kavicsos homokkőben a következő kövületeket gyűjtöttem (5654.): *Cardium obsoletum* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch, *Maestra* cf. *variabilis* Sinc., *Trochus* nov. sp. Ezek meghatározását DR. GAÁL ISTVÁN tanár úrnak köszönöm. De ugyanezt a kövületes réteget megtaláltam DK-re a falu alatt 440 m. magasban is a Vád patakban.

A kéreg további hullámozását, emelkedését, süllyedését mutatja azonban az a körülmény, hogy a „feleki“ homokos rétegek közt is megjelennek vékony finom márgás rétegek és ezekben globigerinák.

A feleki tető tulsó, D-i, Bányabükk felé néző lejtőjén a község legalsó háza alatt az országútból Ny-ra elágazó erdei út mellett, a konglomerátos határréteg felett találtam olyan márgaréteget, amelyben Dr. VADÁSZ ELEMÉR *Textularia*-t, *Uvigerina*-t, *Lagena*-t határozott meg sok *Globigerina* és *Orbulina* mellett, amely réteg tehát még a középső miocénnek (felső mediterrán) látszanék megfelelni. De jóval magasabb szintben, a feleki tetőhöz közel, Erdőfelek község

¹ Jelentés az Erdélyi Medence földgáz előfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatok eredményéről. II. rész, 1. füzet. Kiadja a m. kir. Pénzügyministerium. Budapest, 1913. 21. l.

K-i részén 690 m. magasság körül az É-i oldalon is találtam vékony, palás márgarétegeket igen apró, elesenevészesedettnek látszó Globigerinákkal. Potamidesek is csak ritkán és ismeretem szerint a feleki tető vonulatában seholsem fordulnak elő olyan tömegesen, ahogy a fajták számát tekintve meggyérült faunájú sarmatarétegekben előfordulni szoktak. Mindezek nagyon kíváncsossá teszik a „feleki rétegek” részletes palacontologiai revisióját, különösen most, mikor SOKOLOW, LASKAREW és a földgáz érdekében végzett újabb magyar erdélyi kutatások részben ellentmondó következtetéseikkel egyébként is rá irányították a figyelmet a neogén epocháira és ezek közt lévő átmenetekre.

A miocén egyes tagjainak vastagságát nehéz pontosan megbecsülni egyrészt a sok, rendszeren apróbb elvetődés miatt, mit csak a legjobb feltárásokban, a téglavetőkben, kőbányákban veszünk észre, itt is sokszor csak igen gondos megfigyelés, rétegtanulmányozások után. Az elvetődések okát talán első sorban a dacittufa kitörését bevezető tektonikai jelenségekben és tán a tufát kiszórt robbanó vulkáni működésben kereshetjük.

De még jobban megnehezíti a különböző miocén lerakódások vastagságának pontos megállapítását és ezeknek elhatárolását az egész Erdélyi Medencében olyan közönséges földcsúszás.

A sarmata kevert vizű tenger uralkodólag durva, homokos lerakódásai után innen ugyanis délre és keletre húzódott a fokozatosan nagyobb mértékben kiédesülő belvíz. A tektonikai folyamatok, melyek a pontusi és levantei mélyedéseket D-re, illetőleg K-re vezették, egyben súlyosztották a medencék vízszínét.

A pliocénben bekövetkezett utolsó nagy beszakadások azután nyugati irányba, a nagy magyar medence felé terelték a Szamos vizének az irányát. Mindezeknek a természetes következménye lett, hogy az erosio időnként meg-megújuló erővel dolgozott, ennek kapcsán sok szakadás és földcsúszás támadt. Igen nagy ezeknek a száma és mértékük is tekintélyes Kolozsvár határában, ahol a Szamos medre a 756 m. magas feleki Supra Ripa alatt 330 m. tengerszín feletti magasságig, tehát 426 m. mélyen vágta be magát a miocén-üledékek testébe. Ez az oka annak, hogy a feleki tető konkréciós gömbös sarmata homokkövei — mint már DR. KOCH ANTAL is megírta és ábrázolta könyvében¹ — és homokos üledékei lecsúsztak Kolozsvár város területére a klinikai telepek közepéig, sőt egészen az új botanikus kert aljáig!

¹ Dr. KOCH ANTAL: Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei. II. 161. l. Budapest, 1900.

Ez a nagy lecsúszás azonban nem egy, hanem sok szakadással áll kapcsolatban, ami az oka annak, hogy a feleki tetőről a Szamos alluviális területére vezető lejtőn egész sorával találkozunk a Szamos völgyével egyközösen futó völgyrészeknek a magasabb szinten tő sorozatoknak, amelyek felfelé fokozatosan tisztábban árulják el a fiatalabb szakadások formáját.

Legépebb, legjobban felismerhető a legfelső, 670 m. körül az országút legfelső KNY-i irányú kanyarodása táján lévő szakadás-sorozat. Ez mutatja legtisztábban a szakadásoknak a Szamos völgye felé ívesen homorú természetét, mi annak a következménye, hogy az egyes nagyobb megszakadt, leült sorozatok között szárazabb fekvőjű, ellenállóbb részletek maradnak, amelyeken rendszeren az utak vezetnek. A második nagyobb szakadás-sorozat az útkaparóház felett, 600 m. magasság körül bontakozik ki. A harmadik az útkaparó ház alatt (540 m.) KÉK-i irányú völgyet formál. A negyedik elmosódott vonulatát 500 m. körül vesszük észre, kavicsos homokkövét lövész-árokka l tárták fel. Még jobban el van mosódva az ötödik 450 m. körül és a hatodik a régi temető felett, az új temető vonalán. Utóbbiak mentén már csak gyérebbe n találunk „feleki homok” maradókot, ellenben ó. diluviális, illetőleg pliocén kavicsmaradókot lehet rajtuk kinyomozni.

Hasonló, de kevésbbé jól kifejlett viszonyokat találunk az erdőfeleki tető déli lejtőjén is, ahol az országút K-i oldalán lévő régi templom alatt kezdődik egy, forrásokkal jelzett szakadás-sorozat, amelyet jól láthatunk az útmenti patak mindkét oldalán. Ezt 650 m. magasság körül követi egy másik, amelyben konglomerátos réteget és felette a fennebb említett globigerinás márgát találjuk. Lejebb DK-re az Olárpatak szép feltárásaiban hieroglifás, hullámbarázdás, növénymaradványos homokkőre és vékony tufára következik 615 m. magasság körül a konglomerát, majd feljebb a nagy konkréciók sorozata. Bányabükk faluban és Rödön 580 m. magasságban találtam növénymaradványos, szenes réteget, 20 m-el mélyebben pedig ismét konglomerátos réteget. Mindezek a leült fennebbi rétegnek látszanak megfelelni.

Ennek a nagyon enyhén dülő homokkő táblának a dőlés irányában bekövetkező íves szakadozását, az ellenkező irányban pedig haránt törését és erre merőleges völgyképződést még szebben láthatjuk az előbb említett ajtoni *Csolt* tető két oldalán, ahol a DK-i oldalon az ismételt haránttörések és csúszásokból származó dombvonulatok idővel fokozatosan a legszebb domb sorokra különülnek. Már ez a néhány példa is mutatja, hogy az ellenálló természetű

„feleki homokkő“, amelyik könnyen lecsúszik a kevésbé ellenálló márgán, kitűnő anyaga a *solifluctionnak* és ezzel megnehezíti a terület pontosabb geológiai elhatárolását.

Még egy körülményt kell megemlítenem Kolozsvár miocén rétegei általános vonásai tárgyalásánál. Ez az, hogy a város keleti végén egy fontos tektonikai határ vonul, melytől keletre a középső miocén sós, gipszes márgarétegei ráncokat vetnek. Igen jól látni a ráncosodást nemcsak a régóta ismeretes *békási* gipszes előfordulásokon, hanem a Békás nyugati szomszédságában lévő, eddig nem említett *Cigánypatak gipszes rétegein*, valamint az 1914. végén létesült katonatemető keleti részének gazdag feltárásain is. Ettől és a Fellegvár kiugró orrán átmenő határtól nyugatra azonban nemcsak a mezősegi réteg, hanem az oligocén és eocén egész sorozata többé nem ráncos, hanem inkább *táblás településű*, többnyire enyhe ÉK-i dőléssel. Meggyőződhetünk erről nemcsak a Rákóczi és Hója vonulatban, hanem a Szamos jobboldali Gorbó-, Plecska-, Pappatak nyugodt településű kövületes oligocén és eocén rétegein is.

Ezzel a tektonikai határral kezdődik az az egészben véve táblás kiképződésű szegély, amely az Erdélyi harmadik időszaki Medencét környező harmadszakelőtti (antitertiaer) határhegy és a ráncos, konyhasót, gipszet és földgázt tartalmazó belső rész közé, mint külön tektonikai egység iktatódik.

Ennek a szegélynek belső határát nem könnyű megjelölni. A Fellegvárnak a Szamos és Nádasfolyók összefolyásánál jól feltárt végén jól látszik, de sok helyütt a felületen el van takarva.

A feleki felsőmiocén, sarmatának vett homokos terület nincs ráncosodva, egészben véve táblás szerkezetű és ilyen szerkezettel húzódik tovább keletre egész a kolozsi Farkascúpig. Nagyon valószínű, hogy az ez alatt levő középső és alsó miocén se vet olyan határozott redőket, aminteket tőle északra a Szamos tájáig eső területen és délre Torda vidékén látunk. Dr. BÖCKH HUGÓ által összeállított „antiklinalis vonulatok“ térképén¹ is csak szakgatott vonallal van ezen át jelölve egyetlen antiklinális. Saját méréseimből arra következtetek, hogy a medence határozott formájú redői végződnek ezen a táblán, illetőleg annak széléhez alkalmazkodnak.

¹ Jelentés az Erdélyi Medence földgáz előfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatok eredményeiről. II. rész 1. füzet. Kiadja a m. kir. Pénzügy-ministerium. Budapest, 1913.

Ilyen körülmények közt a rétegek szintjének pontosabb megismerésére szükséges, hogy minden adatot felhasználjunk. Ezek közt első sorban kínálkoznak a többi rétegtől élesen különböző, vastagabb kifejlődésük esetében messziről feltűnő tufarétegek.

Ebben az általános részben még a fiatal harmadszaki képződmények megnevezésének kérdését óhajtom szóba hozni. Nem tartom ugyanis szerencsésnek az ottnangi schliernek megfelelő üledékek felett következő középső miocén (torton) üledéksorozatot, amelyik tehát SUESS EDE II-ik mediterránjával hozható párhuzamba, *felső mediterránnak* nevezni, ahogy ez nálunk szélében történik. Tudvalevőleg SUESS E. mediterrán névvel a jelenlegi Földközitenger állatvilágához nagyon hasonló állatéletet óhajtotta megjelölni¹ és nem két, hanem négy egymás után következő mediterránt különböztetett meg. A IV-ik mediterránba az égei beszakadások, ezek révén a külön élete végén nagyon összezsugorodott Feketetengernek (Pontus) a Földközivel való kapcsolódása és az Atlanti tengeren át bekövetkezett északi bevándorlás, tehát a pliocénba átvezető események tartoznak. A felső mediterrán név alatt szigorúan véve tehát ilyen nagyon fiatal lerakódásokat kellene értenünk, amit pedig a fenti elnevezés egyáltalában nem céloz.

De a mediterrán név nem is illik ezekre a rétegekre, amelyek a nyílt tengertől elzárt medencében rakodván le, nagyon szegény, tehát a Földközi tengertől merőben különböző faunát tartalmaztak. Sőt a mediterrán névnek SUESS szerinti értelmezése egyenesen kizárja, hogy ezeket a képződményeket mediterránnak nevezzük.

Középső miocén alatt a fő só-gipszrétegek felett és a sarmata feleki homokkőrétegek alatt lévő üledéksorozatot értem, alsó miocén alatt pedig a sósrétegeket a hidalmási és kóródi rétegekkel együtt. A *felső miocén* elnevezés sem valami egészen pontos, mert hazai geológusaink legtöbbje a miocén felső határát a sarmata végére teszi, tehát a pontusi (pannoniai) lerakódásokat már a pliocénbe sorolja. De fontos klimatologiai, ennek következtében biologiai, sőt tektonikai változások is indokolják a francia geológusok legtöbbjének eljárását, mely szerint a pontusi végére esik a miocén felső határa, tehát a levanteivel kezdődik a pliocén.

SUESS is ezt jelöli meg határu² és a magyar geológusok közül ebben az értelemben nyilatkozott KORMOS TIVADAR,³ tekintettel a

¹ E. SUESS, Das Antlitz der Erde. II. 383. lap. 1888. Wien.

² U. o. 384. l.

³ KOCH-émlékkönyv. Budapest, 1912 46. l.

pannoniaiban még meg volt gazdag subtrópusi állatéletre, ami csak ennek végével kezdett megváltozni. Dr. SCHRÉTER ZOLTÁN is azt javasolja,¹ „hogyan ezután a pannoni (pontusi) rétegeink a miocénbe és ne a pliocénbe soroltassanak, miután a miocén rétegekkel való kapcsolatuk igen szoros“. Ilyen értelemben nyilatkozik GAÁL ISTVÁN is,² aki az Erdélyi Medence miocén képződményeinek osztályozásánál már következetesen kerüli a mediterrán elnevezést.

2. A kolozsvári Hója tufás fala.

A Kolozsvártól Ny-ra eső terület tufás rétegeinek előfordulási viszonyait a legjobban megismerhetjük azon a meredek szakadáson, amelyik a Szamos balpartján a kolozsvári Sétatértől 2-5 km. távolságra a Hója vonulaton fehér sávjával messzire feltűnik.

A Hója aljában egészen úgy, mint általában a várostól Ny-ra, a felső oligocén és eocén táblás szerkezetű, gyengén ÉK-re dülő rétegei képezik az alapöt, amelyre a középső miocén márgás, tufás rétegei transgredáltak.

A Hója vonulat 489 m. nek jelzett kiemelkedése alatt a következőket látjuk: A kányafői út alsó kertei nagyrészt a felső eocén bryozoás rétegei vonulatán vannak. Ennek fekvőjét az intermédiás rétegeket lejjebb a Szamos medencéjében a gazdasági akadémia gyaloghídja alatt tárta fel újabban a folyó árja. A bryozoás márgára a kányafői út felett a kőületekben gazdag alsó oligocén hójai meszes márgaréteg, erre pedig konglomeráttal bevezetve discordánsan szerves maradványokat nem tartalmazó, nagyon szép átlós (diagonalis) települést mutató homokos rétegsor következik, amely esetleg a *révokörtvélyesi rétegeknek* felel meg, amit KOCH A. ezzel a hellyel szemben, a kolozsmonostori erdő szélén is gyanít.³

De a határozott discordantiára tekintettel valószínűbbnek látszik, hogy ez a konglomerátos réteg már a felső oligocén lerakódása. Erre bizonyára újabb discordantiával, mit ezen a helyen az eltakart felületen látni nem lehet, a középső miocén rétegsor következik, a hegy tetején tufával.

Itt azonban nincs jól feltárva a középső miocén tufás rétegsora. Sokkal jobban tanulmányozhatjuk annak egymásra következő soro-

¹ U. o. 137. l.

² U. o. 14. l.

³ Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei I. rész. 307. lap. Budapest, 1894.

zatát ettől a helytől keletre $\frac{1}{3}$ km. távolságban, a 468 m.-nek jelzett kiemelkedés alatti falon. Itt alul a kányaíói-utca mindkét oldalán megtaláljuk a kövületes konglomerátos homokos alsó oligocén *mérái rétegeket*, amelyek a jelzett kiemelkedés irányában egy épületet hordó kis terrasznak alapját képezik. Az út északi oldalán ez a konglomerátos réteg 77 m.-rel mélyebben van, mint a 468 m.-es magasság, tehát körülbelül 77 m.-re kell becsülnünk a közvetlen felette következő közép miocén rétegsorozatnak itt meglévő összes vastagságát, amelynek kb. felső 17 m.-re felel meg a messzire világító tufafalnak.¹

A középső miocén rétegsornak többi alsó. kb. 60 m.-re becsülhető nagyobb része márga és finom homokos rétegek változatos sorozatából épült fel.

A durvább homokos, kavicsos oligocén rétegekre való település nem látszik, de az kétségtelenül discordans, aminőnek a K-re szomszédos Rákóczihegy jó feltárásaiban már megismertük.

A miocén üledékek tehát transgredálnak itt nemcsak az oligocén, hanem tovább nyugatra az eocén rétegeken is. Ezekből a rétegekből száraz időben egyes gipszkristályok, továbbá glaubersós kivirágzások válnak ki a felületen, sőt egész vékony réteg, vagy egyes kristályokból álló ilyen kiválást is találni a legalsó tufaréteg alatt 3-30 m.-re következő sárga homok alján. Egyes, világosabb színű márgarétegekben nagy mennyiségben találni globigerinákat, főleg *G. bulloides*.

A homokos rétegek homokszemei általában aprók; a sorozat közepetájaról származó vastag rétegben kb. $\frac{1}{10}$ mm. nagyságúak és nagyon le vannak kopva, ami különösen feltűnik akkor, midőn a tufa felett következő nagyobb szemű, többnyire opálos homokkő szögletes szemeivel hasonlítjuk össze.

Erre a márgára következik 450 m. magasság tájon a *tufás rétegsor*, amelynek ké, egymástól lényegesen különböző része van. A felső nagyobb rész annyiban még hasonlít a tufa alatti sorozathoz, amennyiben ebben is homokkal váltakozó globigerinás márga uralkodik, melyek közé néhány vékony, rendszeren finomszemű tufás réteg van közbeékelődve. Települése egészben véve táblás. Közelebbről a tufás márgarétegen ÉÉNy-i 5° dőlést mértem. A felső sorozatnak a fedője egy jól megmaradó opálos hieroglifás homokkő réteg, amelyikről, mint ennek a táblás kifejlődésű szegélynek nagy területén meglévő vezető rétegről még később lesz szó.

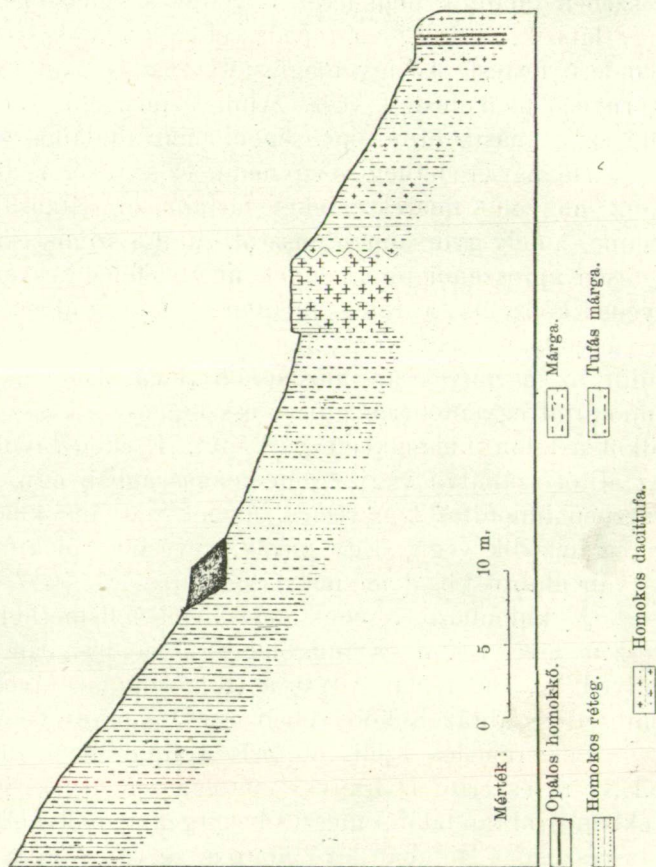
¹ Meg kell azonban jegyezni, hogy e kiemelkedésnek a magassága, valamint tufás falának a képe is a gyakori leomlások következtében úgyszólván évente fog, hogy itt a 8 év előtti teljesebb sorozat képe van vázolva.

Magának a tufás rétegsorozatnak egymásutánjára és azok finomabb szerkezetére vonatkozólag álljanak itt a következők: A tufafal alsó részének alsó tagja a legerősebben összefüggő, 5–6 m. vastag legdurvább szemű homokos tufából áll, melynek ásványszemei azonban azért rendszeren csak fél mm. nagyságot érnek el, még a lazább összeállású alsó felében is, pedig ez nagyobb szemű, mint a reá következő rétegesebb üledéksor.

A biotitok mellett sok muskovitot is észreveszünk már szabad szemmel ebben a tufában, jeleül annak, hogy vulkáni anyagon kívül egyéb alkotórészek is lényeges szerepet játszanak összetételében. Feltűnő ennek az összefüggő tufaréteg alsó felének *sárgás*, sőt egyes sávokban majdnem *vereses színe*. Eza szín helyenként annyira

egyenletes és általános, hogy a tufa szárazföldi származásának gondolatát ébreszthetné.

Figyelmesebb vizsgálatnál azonban másutt egyenlőtlennek találjuk a sárgás festést, sőt azt vesszük észre, hogy helyenként nem követi a rétegeesség irányát. Továbbá arról is meggyőződhetünk, hogy a legalsó, legdurvább tufaréteg, amely az alatta következő vizet átnemeresztő márgaréteg következtében legtöbb vizet vezet, a legveresebb színű. De nemcsak a durva tufa, hanem az alatta levő,



Hójai dacittufás fal.

márga közé települt vékony homokos rétegek, valamint általában a vizet jobban vezető rétegek is hasonlóan veres színre vannak festve. Tehát az élénk veres festést utólagosnak, a keringő víz munkája eredményének kell tartanunk.

Egyes helyeken a durva tufa felső, a fedő márgához közel eső részében találunk nem ilyen egyenletes, rétegenként elterülő, hanem úgy látszik, alulról jövő, repedéssel kapcsolatos, *szürkés habos rajzokat* előidéző festést. Az így megfestett rész sokkal keményebb, mint a környező nem festett rész. Alulról felszálló *opálos infiltráció* idézte elő ezt a másik fajta, épenséggel nem általános festést.

De már eredetileg se egyenmű ez az alsó, 5–6 m-es fal. Helyenként nagyobb quareszemeket tartalmazó, ritkásabb réteg húzódik benne, amely gyorsabban pusztul, mint a szomszédos, sűrűbb egyenletesen aprószemű réteg, ennek megfelelőleg keskeny vajúféle bemélyedés képződik a réteg mentén a falon. Másutt pedig a fehéres, ásványokban szegényebb, horzsakövesebb rész pusztul gyorsabban, mint az ásványokban gazdagabb réteg. Helyenként az utólagosan limonittal egyenletesen erősen összeragasztott rész az ellenállóbb, és alkot a falon kiemelkedő párkányt. Ezeken kívül a fal K-i részén az aljtól számítva vagy $\frac{3}{4}$ m. magasságban egy, leginkább márgás, részben limonitos konkréciós, idegen zárványokban gazdag, merev réteg húzódik végig. Egy másik, kevésbé jól kifejlődött ilyen szint is van alulról kb. 3 m. magasságban.

A különböző rétegek teszik jól felismerhetővé a tufafal K-i részén levő 1 dm.-es függőleges elvetődést, amelynél a K-i rész súlyodt le. DR. KOCH ANTAL a Hója vonulat távolabbi, Ny-i feléről említett és ábrázolt könyvében egy 1.5 m.-es vetődést.¹

Sok repedés szeli át ezt a tufaréteget, amelyek többnyire ÉÉNy-ra és erre az irányra merőlegesen esnek. Ezekben a repedésekben gyakran találni meszes bekérgezést, melynek anyagát a keringő víz részben a tufában levő márgás zárványokból, másrészt pedig a felette levő márgás rétegsorozatból választotta ki. Hogy ezek a zárványok abban a tufában is megvannak, amelyekben szabad szemmel észre nem vesszük, azt a mikroszkopi vizsgálaton kívül a sósavval megcseppentett tufának pezsgése is elárulja. A calcit bekérgezésén kívül máshelyütt só kivirágzásokat gyűjtöttünk a felületen, amelyet DR. FERENCZI ISTVÁN Na_2SO_4 (mirabilit) glaubersónak határozott meg, kevés MgSO_4 szennyezéssel.²

¹ Az Erd. Medence harmadkori képződményei. II. neogén csoport. 57. lap. Budapest, 1900.

² Múzeumi Füzetek. Az Erd. N. Múzeum Ásványtárának értesítője. III. köt. 1. sz. 28. l. Kolozsvár, 1915.

A tufa alatt levő márgán 1910-ben gyűjtött kivirágzásokban DR. LUNZER RÓBERT vegyileg Na és ami feltűnő, K sulfátot és nyomokban -chloridot talált. Mikroskoppal mirabilitet és misenitet (H_2KSO_4) lehetett benne kimutatni.

Az alsó vastag, összefüggő homokos tufa rétegsora felett egy ezeknél sokkal sűrűbb, finomabb és nagyon változó rétegsor következik. A kettő között az átmenetet egy fél m. vastag, vegyesen tufából és márgából álló összemosottnak látszó réteg alkotja, amely felfelé hullámbarázdás, homokos, gyorsan változó tufába megy át.

A felső tufás, márgás falrész 1907-ben, amikor a mellékelt szelvény készült, még kb. 16 m. magas összefüggő rétegsorozatot mutatott. Ez a felső sorozat különösen az, amelyiknek a képe évente nagyban változik.

Ennek a rétegsorozatnak felépítésében is jelentékeny szerepe van a tufának, főleg az alsó 3 m. vastag márgára következő 2 m.-nyi részben: csak hogy ez a tufa lényegesen különbözik az alsótól, amennyiben annál sokkal finomabb részekből áll, egészben véve fehér színű, és sűrűn váltakozik márgás rétegekkel. A sorozat felső részében azután a márga válik uralkodóvá.

Ennek a felső finom tufának részletesebb vizsgálata alkalmával sokféle fajtát ismerünk meg. Alsóbb tagjai közt van olyan, amelyben homokos részekkel kitöltve, a Fucaceae családjába tartozó *Cystoseira*-féle tengeri algára emlékeztető maradványok vannak elég bőven. Ezenkívül egyéb érdekes képződményeket is találtunk ezeknek a tufarétegeknek a felületén, a márgás rétegekkel való érintkezésnél, amelyek közelebbi mibenlétéről számot adni nem tudunk, tehát egyelőre a hieroglifák csoportjába tartoznak. Ezek a felső opálos homokban vannak legszebben megőrkítve. Nem innen, hanem a Szamos tulsó oldalán lévő előfordulásokból származnak azok a példányok, amelyek tanítványaink gyűjtése révén az egyetemi állattani intézetbe kerültek és amelyeket DR. APÁTHY ISTVÁN Phyllodoke gyűrűs féreg lenyomataként mutatott be 1910-ben Múzeumunk egyik ülésén, valamint a gráci nemzeti zoológiai congressuson is, miről később, a Szamos jobb oldali terület tárgyalásánál lesz még szó. Hullámbarázdás képződmények a tufás rétegsornak felső csoportjában is előfordulnak, amelyek, valamint az itt-ott jól látható discordans parallel rétegzettség is arra vallanak, hogy ezek az üledékek sekély vízben rakódtak le és időnként szárazra is kerültek.

Valószínűnek látszik tehát, hogy az alsó durva, homokos tufa és a felső finomabb tufarétegek lerakódása sokkal nagyobb időt jelent, mint a mennyire a rétegvastagságból következtetnénk; hogy

tehát ezek a felső tufásrétegek a kolozsi több felső tufarétegeknek felelnek meg.

Ezek a sűrű tufák némelykor 1 cm. vastag rétegenként változnak márgás rétegekkel. A felső csoportban csak nagyon ritkán és alárendelten találunk durvább tufás rétegeket. Vannak közöttük, nem ugyan ezen a helyen, hanem tovább Ny-ra az itt még megmaradt magasabb szinten, egészen fehér horzsaköves tufák is, melyek közt egy feltűnő tisztának látszó réteg fordul elő, elsősorban nagyobb, egész 5 mm., sőt 1 cm. átmérőjű horzsakő darabkákkal. Erre emlékeztető durvább horzsaköves tufával később a Szamos jobboldali területén vagy 200 m.-el magasabb szinten a feleki homokkő csoportjában fogunk találkozni.

A márgás részben helyenként sűrűbben is előfordulnak globigerinák, nevezetesen DR. VADÁSZ ELEMÉR szíves meghatározása szerint Glob. bulloides ORB., Orbulina universa ORB., Truncatulina lobatula WALLE és B., Cristellaria semilina ORB.

A felső tufás, márgás sorozatot 1907-ben még az előbb említett vékony opálos sűrű homokréteg fedte be, amelyiket jelenleg helytállóan itt már nem találjuk.

A 468 m. magasnak jelzett helytől DNy-ra vagy 100 m. távolságban volt 1907-ben egy levetődött feltárás, amelyen látni lehetett, hogy az opálos réteg felett is volt finom tufa- és márgaréteg és hogy az opálos homokréteg ezekkel váltakozva többször ismétlődött.

Jelenleg ilyen opálos homokot és hieroglifás képződményben gazdag efféle rétegeket, mint a pusztulásnak legjobban ellenálló közetet, a Hója magaslatán, ha összefüggő sorozatban feltárva nem is lehet látni, szétszórótt darabokban azonban ezek nemcsak itt, hanem a nyugatra következő 489 m. magas kiemelkedés táján is bőven előfordulnak. Az erdővel fedett ezen a tetőn ásott lyukak azt mutatják, hogy ez a másik kiemelkedés is lényegileg sűrű, fehér, finom horzsaköves tufából áll.

Ezt a finom, opálos homokkövet vette CH. MAYER-EYMAR ezen az eltakart helyen, az alatta feltárva levő, kőületes alsó oligocénnel összefüggőnek tartva, flyschnek.¹ Hieroglifás alakjairól ezt írja: „Ces plaques chisteuses, de deux à quatre centimètres d'épaisseur, ne m'offrirent point, il est vrai, de *Fucoides* certains, mais en revanche beaucoup de ces petites concrétions en bas-reliefs, traces certaines de restes d'invertébrés, comme le Flysch suisse en montre lui aussi assez souvent, et je recueillis en outre l'empreinte en creux d'un assez gros corps sinueux et annelé qui ne me parut pas inconnu“.

¹ Bulletin de La Soc. Géol. de France 4 Série, t. II. 389., 390. l. Paris, 1902.

A tufafal egyes tagjainak és az alatta levő márgának mikroskopi képe és vegyi összetétele.

Mikroskoppal vizsgálva azt találjuk, hogy a legalsó homokos ásványtufának szemei általában véve nem nagyobbak $\frac{1}{2}$ mm.-nél (3978 c.). Hozzávetőleg ennek a kőzetnek is csak $\frac{1}{4}$ része ásvány, a többi üveg, amelyen gondosan vizsgálva észrevevesszük, hogy helyenként pozitív karakterű rostokká kristályosodik. Ezeken kívül előfordúlnak benne pehelyalakú átkristályosodási termékek is.

A benne levő *quarc*, *földpát*, *csillám* csak részben vulkáni származású. Ritkán előfordul benne veresbarna vulkáni *amphibol* és még ritkábban *augitt*-töredék. A vulkáni tufaanyagon kívül azonban elég sok régibb ásvány, az említett *quarc*, *földpát*, *csillám*on kívül továbbá több kicsi *gránát* szem és apró *zirkon* töredék, továbbá átkristályosodott homokos agyagpala és kristályospala töredék is akad benne. Az uralkodó barna színű *biotiton* kívül veres színű is előfordul. *Magnetit*-szemek is elég gyakran vannak benne. Egyik ilyen szivacsos 0.4 mm.-nyi szemben *apatit*-zárvány látható. A megvizsgált durva tufák ásványainak körülbelül $\frac{1}{3}$ része nem vulkáni származású.

A tufa alatt levő márgának vékonyecsiszolatában csak helyenként találunk ép foraminiferákat, de apró mésztöredékek bőven fordulnak elő a vasas kiválásokkal festett agyagban, továbbá egyéb ásványtöredékek is, nevezetesen 30 μ hosszúságú *muskovit* pikkelyek és *quarc*-szemek.

Az opálos homokkő alatt előforduló felső, vastag, sűrű, fehér tufasorozatban szabad szemmel alig ismerünk fel valamilyen ásványt, mikroskoppal vizsgálva azonban ezek is nagy változatosságot árulnak el, egyrészt az ásványok és az üveges alkotórészek egymásközti viszonya, másrészt pedig a szemek nagysága tekintetében.

Vannak közöttük igazi horzsolóköves üveg tufák, amelyekben az ásványos alkotórész térfogatilag $\frac{1}{10} - \frac{1}{20}$ -ra, vagy ennél is kevesebbre csökken. Ezekben tehát erősen uralkodik az üveges vulkáni hamu. Tiszta, optikailag isotrop, felfújt horzsolókőtöredékek és üveg szemek ezek, amelyekben rendszeren sok légbuborékot is találunk. Csak itt-ott akad bennük átkristályosodni kezdő, pehelyszerű, a szálak irányában negatív karakterű, elüvegtelenedett rész. Máskor hajlongó, vagy merev rostokként kezdődik az elüvegtelenedés.

Némelyik tufaréteg eredetileg különálló, igen apró, 10–100 μ hosszú szegletes horzsaköves üvegdarabkákból halmozódott össze,

amelyek határvonalai a mállott és összenyomott kőzetekben többnyire csak nehezen ismerhetők fel.

De vannak olyan sűrű tufák is, amelyekben az apró ásványok száma nagy, annyira, hogy ezek térfogatilag $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{5}$ részét teszik ki a kőzetnek. Ezeknek az ásványos tufáknak ásványai többnyire savanyú, leginkább *oligoklasandesin*, vagy ehhez közel álló földpátok téglá, vagy szilánk alakú töredékei, 100 μ , vagy ennél kisebb nagyságban. Gyakran fordulnak elő közöttük, valamint a kisebb számú, de azért elég sok *quarc* közt is óraüvegszerűen meggörbült, vagy háromszögű öblös metszetű szilánkok, szétrobbant apró töredékek. *Biotit* pikkelykék ritkábbak. Némelykor *magnetit* szemecske is előfordul, mihez egy esetben pici *zirkont* láttam tapadva. Nagyon gyéren *muskovit* is akad a nem vulkáni származású anyagok közbekeverődésének ez a legfeltűnőbb képviselője, továbbá régi zúzott *quarc*. Ritkán *gránát*-szilánkot is találni az idegen ásványok között; de akad 100 μ körüli és annál kisebb *kristályos pala* töredék is. Meglehetős általánosan, habár igen kis mennyiségben fordulnak elő apró *haematit* pontocskák és sávonként *limonitos* festések.

Meglepő, hogy az apró globigerinák (gyakran egykamarás *Orbulina*) a szabad szemmel egész tisztának látszó tufában is előfordulnak. Igen gyakran apró csoportokat, vagy magános szemcskéket alkotnak ezek, máskor nagyobbacska márgazárványra kell belőlük következtetnünk. A 20 μ átmérőjű globigerinák már a nagyobbak közé tartoznak. Egyeseknek felületén a likacsokat is jól lehet látni. Legjobban feltűnnek keresztezett nikolok között, mert különösen felső beállításnál az épebbek a *calcit* negatív karakterű, egy optikai tengelyéhez hasonló képet mutatnak. Némelyeknek belső részük is *calcit* anyaggal van kitöltve, másoknak azonban amorph, tufás anyag a tölteléke.

Némelykor az ásványszemekben gazdagabb és szegényebb tufarétegek finom vonalként váltakoznak egymással. Egyikben (1105 b) a legnagyobb ásványszemek már $\frac{1}{2}$ mm.-t is elérnek, ez tehát már ebben a tekintetben az alsó, homokos tufához áll közel. Az ásványos sáv, melynek körülbelül fele homokos ásványszemből áll, szabad szemmel szürke vonalnak látszik; az üveges alapanyagban gazdag sáv pedig, melynek körülbelül csak $\frac{1}{10}$ -része az ásvány, fehéres sárga színű. Erre a kőzetre vonatkozik DR. LUNZER RÓBERT 1901. évi alább következő analysise:

| | | | |
|--|---------|--|--------|
| SiO ₂ | 67.88% | Na ₂ O | 4.59% |
| Al ₂ O ₃ | 12.24 „ | K ₂ O | 2.31 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 0.44 „ | H ₂ O | 4.02 „ |
| FeO | 0.64 „ | Izz. veszt. | 3.24 „ |
| CaO | 2.45 „ | CO ₂ és P ₂ O ₅ | nyom. |
| MgO | 0.55 „ | | 98.36% |

Egy másik apró szemű tufát (3978 b) a Hója felső részéből Kiss ERNŐ tanárjelölt 1911-ben elemzett meg a benne lévő szabad szemmel látható márgazárványok gondos kiválasztása után a következő eredménnyel:

Conc. HCl-al feltárás után 10% Na₂CO₃-ban

| | | | |
|--|---------|---------------------------------|--------|
| SiO ₂ . . (oldható) . . | 32.25% | Na ₂ O | 1.14 „ |
| SiO ₂ . oldhatatlan: . | 31.21 „ | K ₂ O | 1.37% |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | CO ₂ | 0.38 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 0.34 „ | Hygr.H ₂ O | 4.66 „ |
| FeO | 0.52 „ | Izz. veszt. —CO ₂ . | 9.07 „ |
| CaO | 4.67 „ | | |
| MgO | 1.16 „ | Összesen | 99.50% |

Ebben a tufában 5—10-szer annyi az amorph üveges alkotórész, mint az ásvány és az előbbieik között 1/10 mm.-nyi barna színű részek is vannak. A kis nagyítással isotrofnak látszó alapanyagban erős nagyítással szálas, rostos szerkezetet, a rostok hossza irányában pozitív karaktert lehet felismerni. Kevés, pehelyszerű, gyenge kettőstörésű, negatív karakterű kristályosodási termék is van benne. Az üveg fénytörése kisebb az *oligoklas* n_p-jénél (1.537), ellenben nagyobb a bezáró balzsam fénytörésénél.

Az apróbb ásvány és üvegdarabkák csak 10 μ körüli nagyságúak, de a legnagyobbak 250 μ-ra is felemelkednek. Egy ilyen nagy, téglalakú, nem iker földpáttörődék *oligoklas*nak bizonyult.¹ A közönséges ásványokon kívül kicsi *haematit*pikkelyek ebben a tufában is előfordulnak.

Egy harmadik hasonló, de tiszta hójai sűrű tufának (3057) traszként alkalmazhatósága szempontjából oldható kovasav tartalmát TUSKE BÉLA határozta meg a következő eredménnyel:

A) A porrátört közetből, minden előzetes kezelés nélkül
10%-os szódaoldattal, főzéssel kivonható oldható
hydratos kovasav

374

¹ JDDINGS könyvében 1.54-nek írja a száraz balzsam fénytörését, de a balzsam fénytörése jelentékenyen változik szárazságának foka szerint.

| | |
|--|-------|
| B ₁ A porrártört kőzetnek <i>conc. sósavval feltárása után</i> , 10% szódaoldattal főzéssel kivonható oldható kova- sav | 28.18 |
| B ₂ <i>Conc. sósavban oldható többi alkatrészek</i> | 21.59 |
| C <i>Hygroscopicus víz</i> | 4.12 |
| D <i>Izz. súlyvesztesség</i> | 5.74 |

Az opálos homokkő mikroszkopi tulajdonságai.

Az opálos homokkővet külső megjelenésénél és előfordulásánál fogva könnyen *opálos tufának* lehetne minősíteni. A mikroszkopi vizsgálat azonban arról győz meg, hogy ennek közép mérték szerint 0.1 mm. nagyságú, nagyon szögletes ásványkái között csak igen alárendelt szerep jut a dacitvulkánok anyagának. Az összekötő opálos anyag behatolása előtt ez finom, laza, nagy porusvolumenű homok lehetett. Az ásványok legnagyobb része *quarc*-ból áll, melyekben folyadék-zárványok mozgó libellával, vagy ezek távozása után visszamaradt üregek vannak. A *quarc*szemek részben zúzottak, tehát a közeli kristályos alaphegységből származnak: A *quarc*on kívül elég sok *muskovit*pikkely is fordul elő a homokkőben, továbbá *biotit* és *földpát*. De a földpátokban is legtöbbször a kristályos alaphegység sokszor muskovitot is tartalmazó földpáttöredékeit ismerjük fel és csak ritkán akadunk üveg-zárványos vulkáni földpátra. Kivételesen *turmalinnak* 60 μ hosszú szemecskéi is előfordulnak, ϵ irányában világos sárgás szürke, ω irányában zöldes-barna pleochroismussal. Előfordulnak azonban ebben a homokkőben világosabb, sárgásbarna színű *turmalinok*, valamint elég gyakran pici *haematit* táblácskák is. Ritkábban apró mészkő töredékek akadnak benne, amelyek száma egyes homokkővekben nagyon fölszaporodik. Gyakoriak a globigerinák és egyéb foraminiferák is, különösen egyes rétegek mentén bővebben, ahol agyagmárga foszlány és limonitos festés is közönséges.

A homokkőnek egyes helyein a fentebb említett ásványos szemek uralkodnak, másutt azonban amorph, opálos, összerepedezett anyag vesz részt vele egyenlő, vagy épen uralkodó mennyiségben a kőzet alkotásában. Az opálos anyagnak egyenlőtlen eloszlása részben az oka, hogy az elmállott kőzet felülete nagyon dudoros.

A tufás sorozat tetején lévő *opálos homokkő* minden valószínűség szerint parton képződött kavasavas források közbejöttével.¹

¹ DR. KOCH A. Az Erdélyrészi Medencéről írott könyve II. 56. lapján a dacittufa andesin földpátjainak a fölbomlásából származtatja az opálos anyagot.

A tufa kitörése közben és után tehát a sekély partvidék időnként szárazzá lett, azon opálos források fakadtak, melyeknek opálanyaga behatolt helyenként a fekvő rétegeibe is.

Ez az opálos, homokos réteg vékonysága mellett, jó ellenállása miatt megmaradó és a többi egyhangú kőzetek sorában jó szintjelző réteg, melyet a táblás nyugati szegélyen dél felé is, de különösen északon nagy területen fogunk megismerni.

Tekintettel arra, hogy a Hója meredekén lévő miocén márgás rétegek között sűrűn fordulnak elő homokos rétegek is, ezeket a rétegeket nem sorolhatjuk a Kolozsvár-vidéki miocén alsó csoportjához. Az a transgressio tehát, amelyik a tengert az oligocén, sőt eocén összezakadozott, elvetődött, tehát erősen megviselt rétegeire hozta, a középső miocénben következett be. A tengeri lerakódásnak itt vagy 70 m. vastag sorozata van, melynek felépítése után, úgy látszik, visszahúzódott a tenger, növénymaradványos és legfelül opálos homokos rétegekkel végződik a sorozat.

3. A szucsági Kőszegő és a Szt.-Páltető dacittufája, bevezető általános áttekintéssel.

A Hója vonulat tekintélyes tufarétegeinek folytatását ÉNy irányban a Szamos baloldalán a szucsági Kőszegőn találjuk, hol az a hójai előforduláshoz hasonlóan középső miocén márga közbejöttével települ a felső eocén bryozoás rétegeire.

Ez a tufaelőfordulás jelenleg el van választva a hójaitól, de egykor kétségtelenül összefüggött vele és csak a Bácestorokkal a Nádas völgyében nyíló Hosszúpatak völgyének erosioja választotta őket szét egymástól.

A m. kir. Földtani Intézet 1:75000 mértékű geológiai térképének kolozsvári lapján egészen helyesen van feltüntetve az, hogy a medence ezen a részén a legnyugatibb dacittufa a hójain kívül a Kőszegőn fordul elő. A dacittufa felületi elterjedését azonban ebből nem ítélhetjük meg, mert „uralkodó dacittufa” színnel itt nagy területek vannak jelölve, ahol egyáltalában nincs tufa vagy ahol elvékonyult, szét szakadt rétegeiből alig találunk mutatóba itt-ott egy-egy darabot.

Teljességgel hiányzik a tufa a Kőszegőtől DK-re eső 470 m. magasnak jelzett Kertek dombja tetején. Nagyon elvékonyulva

Mikroszkopi vizsgálataimnál ilyen fölbomló földpátokat nem találtam; ellenkezőleg a földpátok épek és az opál rendszeren nem tufát, hanem nagyobb részében nem vulkáni származású quarc-homokot köt össze.

látjuk az opálos homokkő elszórt darabjaival együtt a Kőszegőtől keletre Kisbács felé eső 530 m.-es Bércetető és 511 m.-es Rózsás vonulat növényzettel takart táblás felületének egyes fogyatékos fel-tárásain.

A legútóbbi időben igen tekintélyes dacittufa előfordulásokat fedeztem fel a Bércetetőtől É-ra eső, a 25,000-es térképen Bocidomb-nak, valójában Borsövénynek nevezett szántóföldeken, a Farkasverem nevű medenceszerű süllyedés környékén, mindenütt felületi darabokban, opálos homokkő társaságában. Ezt az előfordulást több tekintélyes KNy-i vetődés választja el az előbbi, vagy 120 m.-el magasabban fekvő tufás táblától.

A legközelebbi nagyobb dacittufa előfordulás Kisbács ÉK-i oldalán emelkedő Szőlőtető aljában van 435—450 m. magasán, ahol annak alsó rétegeit egy elhagyott kőbányában egészen kibányászták, úgy, hogy szálaban a bányában lévő 12 m.-nyi falon most csak az alsó tufa felett következő globigerinás márgát és a homokos rétegeket látjuk sűrűn váltakozni egymással és vagy négy 30—40 cm. vastag dacittufás réteggel.

Egyik nevezetessége ennek a falnak, hogy a tetejétől 5 m.-re, a felső tufás réteg alatt márgás rétegek közt eredeti helyén látható az opálos meszes 3—4 cm. vastag, limonittal festett *homokkőréteg*, alján a hieroglifászerű képződményekkel, melyek a márga felületén volt negatívumok finom homokkal való kitöltése folytán jöttek létre. Az is nagyon érdekes, hogy a legfelső tufás réteg alatt, a hieroglifás homokkőréteget fedő 60 cm.-nyi márgás réteg tetején az 1—3 cm.-nyi símára gömbölyített limonitos quarekavics vékony vonulata fedezhető fel és hogy e tufás réteg feletti 1 m. vastag homokkőréteg anyaga az alsóbb rétegekkel szemben nagyon durvává válik, amennyiben 2—3 cm.-nyi kavicsok is sűrűn fordulnak elő benne. Olyan vonások ezek, amelyek az időnként való kiemelkedést, másrészt pedig a feleki homokkőbe való átmenetet éreztetik.

Homokkővet és laza homokos rétegeket találunk uralkodólag nemesak itt, hanem feljebb a Szőlőtető oldalán és egész tetején, valamint ennek a táblának ÉNy-i folytatásába eső, a térképen Hegymegirtásnak és folytatásában a helybeliektől a Szt. István-rétnek nevezett nagy széles, a pliocénben már szárazzá lett területen, amelyek felsőbb részükben konglomerátba is átmennek. Ennek a homokkőnek hatalmas, lecsúszott tábláit találjuk Kisbács Ny-i végétől fél km.-re nyíló árok alsó részében is a bryozoás márgán, ahogy másrészt a tufavonulatnak lecsúszott rétegei a község Ny-i házainál láthatók.

Igen sok tekintélyes, egy méternyi nagyságú, sőt nagyobb permi vereshomokkő, vlegyászaí rhyolith-, dacit-hömpölyt is találunk itt és általában a Kecskésvölgy, valamint a Nádasvölgy mentén is, amelyek azt bizonyítják, hogy az Erdélyi Medence Ny-i Határhegy-sége Vlegyásza csoportjának szegélyét még a pliocénben is permi homokkőtakaró fedte, ami azóta onnan egészen elpusztult. Permi lerakódás jelenleg legközelebb már csak a Vlegyásza egyes dragán-menti leszakadt részében maradt meg.

Kiemelkedik ebből a 645 m-nek jelzett Hegyes hegy, amelynek durvább, konglomeráttal kezdődő homokos képződménye nemesak közettanilag egyezik meg a „feleki rétegek”-ével, hanem stratigraphiailag is egészen olyan helyzetű, mint a feleki homokkő, tehát analogia alapján már a sarmata lerakódásokhoz sorolandó. Jellemző, hogy 1874-ben DR. KOCH ANTAL is a feleki rétegekkel egyformának ismerte és színezte geológiai térképén a Szőlőtető vonulatát, az igaz hogy akkor még mindakettőt felső oligocénnek tartotta.¹

Nem találjuk ezen a tetővonulaton a térképen vagy 4 km. hosszban berajzolt tufát, sem tovább északra Nádas-kóród felé a Malomgáton, ellenben meg van a dacittufa opálos homokkővel Kisbács-tól KDK-re a Hegytető 424 m. magas vonulatában.

Nádas-kóród község határában is csak a községtől délre eső lejtőn találjuk meg 600 m. körüli magasságban a tufának elszakadozott vékony darabkáit, valamint tovább délre a Csipkés árok völgye legfelső részében. Magában Nádas-kóród községben nem tufa, hanem felső oligocén, homokos „forgácskúti rétegek” vannak helytállólág, amire az északi oldalon a kőületeiről híres kóródi rétegek következnek.

A Kőszegőtől északra eső területen tehát a Farkasvermen és környékén látunk tekintélyesebb dacittufa előfordulást, amelyhez foghatót kell feltételeznünk magán a Kőszegőn is. Sajnos, hogy itt az erdőben és részben sűrű fiatal bozóttal benőtt hegyen ez idő szerint semmiféle feltárás nincs. A déli oldalon vagy 100 m. hosszban húzódó, bizonyára régi kőfejtőből származó mélyedések fiatal erdővel vannak benöve. A nyugati oldalon levő meredek szakadás se mutat semmilyen feltárást. A táblaszerű, hirtelen kiemelkedő hegynek vagy 40 m. magas D-i és Ny-i oldalán azonban a falevelek közt előkerülő kővek mind tufadarabok. Vannak köztük olyanok, amelyek szabad szemmel látható jó rétegzettséget mutatnak, de vannak olyanok is, amelyeken a rétegzettség alig ismerhető fel.

¹ DR. KOCH A. Adatok Kolozsvár vidéke földtani képződményeinek pontosabb ismeretéhez. Földt. Közl. 1874.

A tufán kívül finom homokkő, továbbá opálos dudoros hieroglifás homokkő darabokat találunk egyes helyeken, még legnagyobb mennyiségben tán a déli oldalon, a Szucság alsó végére vezető árokban levő jó forrás felett, ahol a tufás tető egy tekintélyes része leszakadt, lecsúszott a felső eocén intermediás rétegeire.

A Kőszegő szerkezetéről minden feltárás híján összefüggő biztos képet nem szerezhethetünk, azért csak az oldalain található egyes darabkákból következtethetünk a hójai fal ismerete alapján erre az érdekes tufahegyre. A kőzet darabkáinak makroszkopos tulajdonságai közt fontos az, hogy vannak közöttük olyanok, amelyek rétegzetiséget nem mutatnak: fehér némileg horzszaköves szerkezetű nagyszemű tufák. Vannak azonban vereses színű, biotitban gazdag, rétegzett tufák is, amelyekben muskovit és egyéb nem vulkáni származású ásvány is bőven előfordul.

A Kőszegő dacittufájának mikroszkopi tulajdonságai.

A Kőszegő keleti végéről származó (6553) fehér, durva szemű tufa mikroszkoppal vizsgálva a következőket mutatta: Az üveges anyag szerepe különböző benne annyira, hogy az ásványok mennyisége az egésznek $\frac{1}{2}$ -től $\frac{1}{4}$ részét teszi ki; ezek között idegen származású *muskovit* alig fordul elő. Az *üveganyag* horzszakő és egyéb üveges képződmény összekúszált halmazából áll. Némely üvegdarabka *apatit* kristályokat is tartalmaz, de a legtöbben ennyire nem haladt a kristályosodás. A vulkáni szétrobbant anyaghoz csak igen kevés idegen anyag keveredett. Az idegen anyagok közt kevés, 70 μ átmérőjű zöldes agyag is van, amelynek apró gömbjeit vékony amorph anyag veszi körül.

A vulkáni tufás üveganyag meglehetősen változatos kiképződésű, amennyiben egyrészt különböző méretekben likacsos, másrészt előfordulnak benne barna, trichitet bőven tartalmazó obszidiánféle szemek, amelyek sokszor a trichitek irányára merőlegesen álló, hosszukban pozitív karakterű sávokká vannak átkristályosodva; továbbá 100 μ -nyi tiszta üveg szemek, valamint átkristályosodott alapanyag töredékek is akadnak benne. Ezeken kívül előfordulnak szabályos, negatív karakterű sphaerolithokat tartalmazó rhyolith-darabkák és egyéb eruptívus töredékek is, amelyek nagyon hasonlítanak a 40 km. távolságban nyugatra eső Vlegyásza dragánvölgyi kőzetéhez, amelyek az áttört üledékekből kerülhettek bele.

Az ásványszemek egy mm. körüli nagyságúak, de vannak köztük apróbbak is. A *földpátok* sokszor jól kifejezett zónás szerkezetükkel világosan mutatják, hogy ezek az üveg- és gázzárvánnyal bíró ásvány-

töredékek erőszakosan, heves robbanások által lettek felaprózva. Egyiknek külső zónája *oligoklasalbit*, más töredék *oligoklasandesin* és *andesinn*ek bizonyúlt. Sok vulkáni *quarc*szem is van közöttük, rhomboeder alakú 40 μ -nyi üvegzárvánnyal (negatív kristály). A *biotit*nak csak igen kevés, elchloritosodott lemeze akad benne és gyéren zöldes barna *amphibol*. *Magnetit*szem szabadon is előfordul.

Idegen nem vulkáni anyag, ezek között kristályospala töredék ebben a tufában csak elvétve akad, ilyen egy 100 μ -nyi muskovitos *quarc*os morzsa. Több csiszolatnak gondos átvizsgálása alkalmával kristályospala morzsán kívül gyéren még üreges, folyadék zárványos, zúzott *quarc*ot, *chlorit*ot, *pyroxen*t apró 150 μ -nyi *gránát*szemet, 100 μ -nyi *turmalin*t, 200 μ hosszú *sphen*t, *zirkon*t is találtam benne.

A Kőszegő tetején a nyugati oldalon, a gödörösor felett előforduló vereses, hatszöges *biotit* lemezeket tartalmazó tufa (6554) hasonlít a hójaihoz (216). Ezen is alig lehet rétegzettséget észrevenni, a csillám lemezek sem helyezkednek egy sík irányában, és szabad szemmel nézve, csak igen kevés muskovit lemez árúlja el azt, hogy idegen alkotó rész is van benne. Egyébként ez is feltűnően tiszta üvegtufa, amelyben azonban már jóval több az ásvány, mint az előbbeniben, úgy hogy a kőzetnek körülbelül felét ásványszemek alkotják, amelyek nagysága többnyire $\frac{1}{2}$ m. körül van, csak ritkán nagyobb egy mm.-nél. Az ásványokra vonatkozólag egészben véve ugyanaz áll, amit az előbbi kőzet ásványairól írtam.

A nem ásványos amorph részben horzsaköves szerkezet csak kevés töredékben és abban is gyengén van kifejlődve.

Ez a tufa egészben véve, tehát a hójai felső tufasor egyik ásványos rétegének látszik megfelelni.

A Kőszegő dacittufája kitörésével kapcsolatban, annak befejező jelenségeként opálos anyag is nagy terjedelemben és változatosságban került a felszínre. A Hóján megismert opálos homokkővön kívül veres és sárga jászpiszt is találunk itt.

A Farkasverem futólag megvizsgált dacittufája ásványos tufa, amelynek térfogatilag kb. $\frac{1}{3}$ részét teszi ki a közepesen $\frac{1}{2}$ mm.-nyi, de kivételesen 1 mm.-nél is nagyobb ásványtöredék. Az ásvány szemek: *quarc*, földpát, ezek közt sok zónás szerkezetű plagioklastöredék, *biotit*, *magnetit*, nagyon kevés apró muskovit, *chlorit*, *amphibol*, barna, zónás szerkezetű *turmalin*, *gránát*, tehát részben a kitörésnél régibb származású, bekeveredett homokszemek.

Helyenként vékony üveges szálak tartják össze ezeket az ásványokat, máskor pedig egész 2 mm.-nyi, — egyik kőzetben 5 mm.-nyi — amorph szálak vagy nem szálak szerkezetű üvegtöredékek is felhal-

mozódtak benne, összekúszált helyzetben. Némelyik tufa azt a benyomást teszi, mintha apró szemű homokon áttörve sodródtak volna az idegen ásványok a kőzetbe. Gyéren trichites, vagy tiszta obszidián és egyéb átkristályosodott eruptívus morzsák is akadnak benne.

Vannak továbbá itt olyan rétegzetlenn, vagy gyengén réteges apróbb szemű tufák (7069), amelyekben az ásványok mennyisége a térfogat $\frac{1}{5} - \frac{1}{10}$ -ére fogy le, amelyekben tehát az üveges morzsák alkotják a kőzet nagy részét. A színes ásványok közül rendszeren dohánybarna biotitszálak vannak legnagyobb mennyiségben ezekben. Muskovit csak nagyon kevés akad. Az ásvány- és üvegmorzsák nagysága 20–300 μ közt változik. Fajtajuk mint az előbbiben. A kőzetzárványok közt kristályos pala, rhyolithon kívül egyesekben márgamorzsák is felszaporodnak.

Ha figyelembe vesszük azt, hogy a nyugati peremen Kolozsvár vidékén több helyütt tekintélyes vastagságú tufaréteg fordul elő, de sehol, még a kolozsvári Hója impozáns vonulatában sem jelenik meg olyan vastagságban, sem olyan tisztán, mint a Kőszegőn; ha figyelembe vesszük továbbá azt is, hogy az ásvány-szemek és vulkáni üvegdarabok ebben a legnagyobbak és e kőzet aránylag a legtisztábban vulkáni származású: akkor a Kőszegőn, vagy talán még inkább a közelében lévő, részletesen meg nem vizsgált Farkasvermen kitörési központot kell feltételeznünk, amelyből a környék tufalera kódásai származtak. Az igaz, hogy ezeken a helyeken felnyomuló tömeget nem látni, továbbá a kőzetnek olyanféle szerkezetét sem, aminőt a kolozsi Farkasesúpon leírtam, de tekintetbe kell venni, hogy feltárás itt teljességgel nincs, hogy a kőzetnek egyik helyen erdővel fedett, a másik helyen pedig szántóföld állapota miatt ezen előfordulás közelebbi viszonyaira vonatkozólag inkább csak sejtésekre vagyunk utalva.

A Hója és Kőszegő tufája közt az összekötő kapcsot a Hoszszúvölgy jobb oldalán emelkedő Szt.-Páltető tufája alkotja, amelyik az előbbiektől elválasztva, sőt maga is két részre különülve van. Ennek a helynek tufái ugyan olyan fajták, mint aminőket a Kőszegőn és a Hóján már közelebbről megismertünk. Meg van itt nevezetesen a *durvább szemű ásványtufa* (6547), melynek felerészét $\frac{1}{2}$ mm-nyi *földpát*-, *biotit*-, *quarctöredékek* alkotják. Ezeken a vulkáni származású ásványokon kívül kevés nem vulkáni *quarc*, *muskovit*, *turmalin* ritkán *augit* is előfordul benne. A horzsaköves szálak $1\frac{1}{2}$ mm. nagyságot is elérnek. Zöld gömbölyű *glaukonit*féle agyagos, $\frac{1}{3}$ mm. átmérőjű képződmény is akad benne, meszes külső héjjal.

A D-i oldalán lévő *Hajlásföld* bevágásában tisztán lehet látni, hogy a felső eocén intermediás, helyenként bryozoás rétegeire jött itt éppen úgy, mint a Kőszegőn is a középső miocén (mezőségi márga) transgressiója, melynek alig 20—30 m. vastag rétegsorát néhány m. vastag dacittufa maradék fedi be, mellyel kapcsolatban opálos homokkő darabok is előfordulnak az É-i lejtőn.

Az intermediás réteget a Bácostorok felé néző É-i lejtőn legnagyobb részt elfedi a rácsúszott mezőségi márga.

A Kőszegőtől nyugatra nem ismerék tufa előfordulást. Természetesnek látszik azonban, hogy a Kőszegő vastag rétegével eredetileg nem végződhetett a tufa eruptió, hanem hamu, homok, lapilli szóródott attól nyugatra elterülő szárazra is, ahonnan azt utóbb az erosio egészen eltávolította.

Északon — mint már említettem — Kisbácson, Papfalván, Nádaskóródon, Magyarnádason ismerem ennek a tufának a folytatását, — amiről részletesebben ez alkalommal nem lesz szó — délen pedig Kolozsvár határában, főleg a Hójával szemben a Szamos jobboldali Plecskavölgy mentén.

Ha Kolozsvár vidékén a Szamos baloldalán előforduló, a fentebbiekben részletesebben tárgyalt és a Kőszegő táján volt explosiós kráterből származtatott dacittufákat az első közleményemben leírt Kolozs tufáival összehasonlítjuk, annyit megállapíthatunk, hogy a Kőszegő csoportjához tartozó tufák sokkal több rokonvonást árulnak el a kolozsi felső (I-II), vagy középső (II) tufavonulat tagjaival, mint az alsóval (I).

4. Kolozsvártól D-re a Szamos jobb oldalán levő tufásrétegek.

A Hója vonulat és a Kőszegő szelvénye a tetejükön levő opálos homokkővel és tovább északra Kisbács és Nádaskóród közt a magasabb szintben előforduló konglomerátos homokkővel kívánatosá tesz ezeknek összehasonlítását a Szamos jobboldalán, a Hójától délre eső tufaelőfordulásokkal, amelyek felett a kövületekkel igazolt felső miocén, a sarmata homokkő is meg van.

Ismerjük meg tehát Erdőfelek, Kolozsvár és tőle délnyugatra eső Kolozstótfalú közti terület tufásrétegeit, hogy azután ezekre vonatkozólag általános következtetéseket vonhassunk le.

Ezen a nagy területen — de különösen ennek keleti részén — nem találunk olyan összefüggő tekintélyesebb tufasorozatot, vagy falat, aminőt a Szamos baloldalán megismertünk. Itt gondos keré-

séssel is a tufának többnyire csak szétszakadt egyes cserepeire, vagy annak kisebb vonulataira akadunk, amelyek elárulják a területnek már a bevezető részben megemlített szakadozott, a Szamos völgye felé lecsúszott jellegét.

Nem hiábavaló fáradság ezeket a szétszórt tufarétegeket összeresni és közelebbről megismerni. Mikroskopi tulajdonságaik jobban elárulják összetartozásukat, illetőleg különbözőségüket és sok becses felvilágosítást adnak származásukra vonatkozólag.

Az erdőfeleki oldal tufás rétegei.

Nevezetes dolog, hogy Erdőfelek É-i szélén a temető alatt a Kosta starpán az út mentén 700 m. magasságban akadtam finom homokra települt dacittufás márgára (7016), melyben mogyorónyi horzsakő darabok is vannak, amelyek emlékeztetnek a Hója tetején talált, cm.-nyi horzsakődarabokat tartalmazó tufára. Vastagabb sorozatban találunk hasonló márgás kőzetet lejjebb 685 m. magasságban az árokban (7017), ahol vele kapcsolatban opálos homokkő is előfordul és leszakadt, lecsúszott részeit még lejjebb, különböző magasságban.

Hogy mindössze 45 m.-el az erdőfeleki Templomdomb teteje alatt lévő ez a dacittufás márga, valamint valamivel mélyebben, leszakadt helyzetben található társai is a sarmata üledékekhez tartoznak, — azt bizonyítja a bevezető részben Ajtonból a felekihez hasonló rétegsorozatból már felsorolt állatmaradványokon kívül e tufától DNy-ra 1 km.-re eső ároknak az országút feletti részéből, palás márgából származó — TULOGDI JÁNOS egyetemi gyakornok által 1913-ban gyűjtött és meghatározott *Cystoseira Partschii* Fucusféle alga, a sarmatarétegek e jellemző növénye is. Van itt továbbá:

Pinus Felekiensis STAUB. Az *Abies*félékhez tartozó e növényt már előbb dr. STAUB MÓRICZ határozta meg innen. Ezekon kívül TULOGDI és BIHARI GYULA tanárjelölt gyűjtött és meghatározott innen következő növénymaradványokat:

Quercus mediterranea UNG.

Cinnamomum Scheuchzeri HEER.

Acer trilobatum AL. BR. Ezek subtopikus tengerpartra és azon élt tű- és lomblevelű fákból álló erdőre vallanak.

Az Erdőfelektől északra eső területen legjobban összefüggő vékony tufás rétegeket az országúti útkaparóháztól KÉK-re $1\frac{1}{2}$ km.-re levő középső nagy árokban ismerék, ennek a nyugat felől jövő főárokba szakadása felett, kb. 550 m. tengerszín feletti magas-

ságban. A beszakadás felett vagy 200 m.-re a mezősegi márgarétegek egyes keményebb homokkő padokkal vannak itt megszakítva, amelyek, mint ellenállóbb rétegek, helyenként csinos vízéseket hoznak létre. Vékony szenes réteg is van itt a tufa felett, hasonlólag a györgyfalvi árokban és Erdőfelektől D-re lévő árkokban megismert viszonyokhoz.

A szenes réteg felett $\frac{1}{2}$ m. palás-márga, 0.15 m. homokkő, 1 m. márgás pad, 0.30 homokkőpad, benne gyermekfej nagyságú gömbök (4875), feljebb 1.50 márga, 0.25 m. homokkő következik. Egészen véve DDK-re dőlnek nagyon enyhén ezek a rétegek és a kolozsvári sósikúttól jövő DNY-i csapású antiklinálishoz tartoznak, amelyik lassanként a feleki tábla szegélyéhez simul.

Egy 4 m.-es feltáráson 1910-ben jól lehetett látni, hogy a sűrű tufa 0.4 m.-es rétege többször változik vékonyabb durva homokkő gipszes rétegeivel. (4873.)

Anélkül, hogy ezeknek a tufás márgás sűrű kőzeteknek részletes leírását adnám, itt csak azt akarom kiemelni, hogy ezek közt vannak finom quare, muskovit, kevés biotit, pici (10 μ) mészszemektől, gyéren rendkívül pici haematit-magnetit-, földpáttól homokos horzsaköves tufák, melyeknek körülbelül fele még eruptív anyagból áll (4871); de vannak olyanok is, amelyekben az üveges rész már nagyon alárendelt, a kőzet legnagyobb része csillámos, átkristályosodott zöldes agyagos szövetek, melyben veres növényi részek, főleg zygosporaféle képződmények vannak.

A szemek nagysága némelykor $\frac{1}{10}$ mm.-nél jóval apróbb, máskor nagyobb. Az üveges tufarész némelyikben össze van tapadva úgy, hogy az eredeti szemeket többé megkülönböztetni nem lehet, máskor azonban a szemek elkülönülve vannak. Úgy látszik tehát, hogy ezek is a Hójavonulat legfelső finom tufarétegeinek felelnek meg.

Ennek az ároknak egy alsóbb szakadékaiban a györgyfalvi árok legfelső tufás szintjének és általában Kolozsvártól K-re eső terület felső tufásrétegeinek egy másik gyakori vonása, a meszes-tufa is meg van (4874). Sűrű barna tufás márga ez, amelyben csak a mikroszkop alatt látjuk, hogy $\frac{1}{10}$ mm.-nél apróbb, tömör, némelykor szarvalakú nyúlványos üvegszilánkok elég bőven vannak, ezeknél kevesebb horzsaköves darabkák. Ezeket a vulkáni anyagokat kristályos calcit képződmények veszik körül, sőt maguk a szálas horzsakő darabkák is kezdenek elmeszesedni. A fekete színt nagyobbára növénymaradványok okozzák, melyek közt zygospóra-

félék is vannak. Ezen kívül régi származású, 70 μ -nyi quare- és magnetit szem is van ebben a kőzetben.

Ezek felett a váltakozó tufás, agyagcs, márgás rétegek felett nem messzire konglomerátos, uralkodólag homokos sarmatiai rétegek következnek, amelyek közt fent Erdőfeleken a község ÉK-i végén, valamint a községtől Ny-ra 1 km.-re a Gruju és Ripa közti árokban 700 m. körüli magasságban, a legfelső szakadás falában is találtam márgás, finomabb rétegeket.

Az erdőfeleki Fersecele.

A legfelső palás tufa darabjainak kell azokat a tufás darabokat is tartani, amelyeket tovább Erdőfelektől ÉK-re a térképen *Fersecelenek* nevezett terület nyugati árkában, 450 m. körüli magasságban lehet találni. (BALOGH 466, 564), ahol azok szintén DDNy-ra dőlnek 20° alatt.

Mikroskoppal sok apró quare, földpát, csillámon kívül apró amorph üvegszemeket találunk benne, amelyek nagyjából össze vannak nyomva, de a többi apró ásványok némely helyütt még elárulják az eredeti tufaszemek nagyságát. Veres zygosporafélék ebben is vannak.

Egy másik idevaló, kissé durvább homokos tufában (B. 564) meszes rész, továbbá kevés növénymaradvány is van.

A kettő között, Erdőfelektől É-ra a *Subkoste* nevű domboknak meredek szakadékein egész 650 m. magasságig gyakran elég erős, 20–40°-ig is emelkedő D-i, vagy DDK-i dőlést találunk. A Subkostén halpikkelyeket is tartalmazó márgával homokos, meszes, részben tufás üledékek is váltakoznak, (5674) melyekre következik a fedőben a feleki homokkő. Ezen az oldalon 654 m. magasságban vékony tufás márgaréteg van, (5677) amely 40° alatt dől délre. Üvegrész csak kevés van ebben a globigerinás márgában. Lejebb azonban 550 m. magasságban finom morzsákból álló, összenyomott üvegtufa-eserepet találni, melyben kevés az idegen homokos rész, csak helyenként van elég sok, 20–30 μ hosszú muskovitszál.

Nagyon érdekes, hogy ezekhez hasonló tufás, (6627) márgás, halpikkelyes közettársaságot Erdőfelektől D-re a Rozsina domb aljában futó *Olárpatak* falán találtam, ahol azok 600 m. körüli magasságban nagyon lankásan (3°) É-ra látszanak dőlni.

Kolozsvári Házsongárd és környéke.

Megemlítem itt, hogy ilyen elszórt tufacserepek Kolozsvártól D-re, az erdőfeleki országot Ny-i oldalán 520 m., és K-i oldalán levő

árokban 480 m. magasságban, továbbá a város déli végén a házsongárdi kertekben és a legkülső kertek K-i oldalán elterülő 430 m. magas, kevés diluvialis kavicsot is hordó, újabban játszóterületnek szánt terrazon is a napfényre kerülnek földmunkák alkalmával. Megtaláltam továbbá ezt a Majális-útca „Társadalom“ melletti egyik bevágásában (5674) elkaolinosodva és elmeszesedve, valamint ettől ÉK-re a Görögtemplom-útca felső végét elzáró HIRSFELD- és ESZTERHÁZY kertben 420 m. magasságban. Hogy ezek itt lecsúszva nem eredeti helyen vannak, azt bizonyítja a „Társadalom“ melletti bevágásban feleki homokkőgömbökkel és másutt is rendszeren feleki homokkővel való megjelenésük is.

ESZTERHÁZY LÁSZLÓ h. polgármester kertjéből származó összenyomott sűrű tufában (5660) igen kevés, a terület $\frac{1}{20}$ vagy ennél is kevesebb részét elfoglaló, 100 μ -nyi és kisebb *quarc*, *földpát*, továbbá apró féligkristályos paladarabok, zöldes és *limonitos* részekkel együtt fordulnak elő.

1915. év végén a háború kezdetén létesült katonatemető felső részének planirozási munkálatainál összefüggőleg is lehetett látni az elmeszesedett tufaréteget, amelynek kibányászott helye látszik tovább a régi temető fölött lévő, új temetőnek szánt lejtő gyenge mélyedésében.

A katonatemető tufás rétegei.

Ennek az elmeszesedett tufának összefüggését a mélyebb rétegekkel a jelenlegi nagy háború pusztításaival kapcsolatban bőségesen ástott sírgödörökben volt szomorú alkalmam megfigyelni, továbbá a tervezett emlékszóbor érdekében kívánságomra mélyített 3–4 m. mély próbalyukakban.

A helyenként egészen elmeszesedő vagy agyagos, egyébként feltűnő tiszta dacit üvegtufák márgával kapcsolatban a domb tetején fordulnak ugyan elő, de a temető keleti felében az izraelita temető ÉNy-i szöglete alatt a mélyebb szint gödreiben is előkerültek. A tető felületen lévő rétegei majdnem szintes helyzetben látszanak lenni, a mélyebb rétegek azonban, amint arról a városi magasságoszloptól északra 48 méterre a hadi temető DNy-i végén ástott 4.5 m. mély próbagödörben meggyőződtem, a tető táján is ki vannak mozdulva a táblás helyzetből és nem egyenlően, nem is egyenletesen, de általában mégis DK-re 15° körül dőlnek.

A hadi temető keleti felében is nagyon változatos a dőlés, amennyiben ezen a mélyebb helyen is, a felület alatt 1–2 m-re előfordulnak leszakadás, csúszás következtében a tetőnek fennebb

említett elmeszesedett üvegtufái (6847 c), amelyek szabad szemmel nézve némelykor homoknak látszanak és egyes helyeken szétnyomva, vagy laza állapotban találhatók. Ezt a mélyebb helyzetű meszes dacitufát legjobban megfigyelhettem az izraelitatemető ÉNy-i sarka közelében ásott 5 méteres próbagödörben és a régi kút felett ásott gödrökben, ahol egy m. mélyen a felszín alatt Ny-ÉNy-i 10° -os, ettől tovább keletre hasonló $20-30^\circ$ dőlést lehetett a rétegeken mérni. Nevezetes dolog, hogy ezek között a felső tufák között előfordulnak egészen olyan laza, homokos tufák is, aminőket ettől a helytől DNy-ra a Plecskatetőn és Vadason jóval nagyobb magasságban találni. De tovább keletre közeledve a tordai úthoz, attól vagy 50 m.-re, egészen más települést figyeltem meg, amennyiben itt nagyon meredeken tolódnak fel az összegyűrt, egészben véve ÉK—DNy-i csapású és többnyire ÉNy-ra dőlő, sokszor nagyon szeszélyesen meggyötört, vonszolt redők a felületre. Erről a katonatemető felső szegélyének 1915-iki friss lemetzésénél, továbbá az 1916-iki orosz offenzívával megszorodott, egyidejűleg egymás mellett sűrűn ásott gödrökben lehetett jól meggyőződni.

Ehhez hasonló meredek felnyomulását az alsó miocénhez tartozó gipszes rétegeknek már régebben ismérttem tovább keletre a tordai út tulsó K-i oldalán, attól vagy $\frac{1}{4}$ km-re és 32 m el az előbb felemlített városi magassági oszlop alatt a *Cigánypatak*-ban levő quarcos gipsz előforduláson, amellyel kapcsolatos mezősségi márgarétegek általános ÉK—DNy-i csapással ÉNy-ra dőlnek és pedig igen meredeken.

Mig ez a cigánypataki érdekes gipsz-előfordulás új, addig ettől DK-re vagy $\frac{3}{4}$ km-re eső *békáspataki* gipsz-s előfordulást érdemes elődöm DR. KOCH ANTAL¹ és a társaságában lévő ásványokat volt segédem, DR. BALOGH ERNŐ² részletesen leírta. A békási rétegek csapása is ÉK-i és a Szamosfalva K-i végén átmenő antiklinális ÉNy-i szárnyához tartozik. A cigánypataki gipszes redőzetet a hősök sírjával ennek a nyugati szegélyéhez lapult függelékéül tekintem.

Ha ennél a tektonikai áttekintésnél még azt is figyelembe vesszük, hogy a békási antiklinálistól DK 2 km re a Fersecel árokban már délre dőlnek a kelet-nyugati csapású rétegek, akkor látjuk, hogy a feleki KNy-i húzódású tábla és a kolozsvári ÉÉK-i irányú szegély találkozásánál valóságos legyezőféle szerkezete van a rétegeknek.

¹ DR. KOCH A. Az Erdélyi Medence stb. II. 67—68. I. Budapest, 1900.

² Múzeumi Füzetek. Az Erdélyi N. M. Ásványtárának Értesítője. I. köt. 1. sz. Kolozsvár, 1912. 3. 1.

Visszatérve a tufás rétegekre, meg kell említenem, hogy a felső finom, helyenként elmeszesedő tufa alatt általában véve igen sokszor esüszott, megszakadt helyzetű sárgás-zöld, tipikus „mezőségi márga” van, amely mikroskoppal nézve 25–70 μ *quarz* homokszemektől és *muskovit* lemezektől, kevesebb *földpáttól*, némelykor *magnetittől* homokos és kevés globigerinát is tartalmaz. (6464). De a katonatemető keleti, tehát mélyebb szintjének megfelelő, erősen ráncos csoportban a mezőségi márga közt vékony, 1–2 cm-nyi amphibolandesittufarétegek is előfordulnak (6464–5), amelyek mint vizet vezető rétegek rendesen nagyon el vannak limonitosodva. Kivételesen találni azonban közöttük épen maradt részletet is. Ebben az ép állapotban szürke színű andesittufában az 1 mm-nél jóval apróbb ásvány és horzsakő szemecskék közt az egyenletesen elhintve levő *amphiból*-töredékeket szabad szemmel nem, csak kézinagyítóval lehet megismerni. Az első amphibol andesittufát 1914-ben az első számú sír ásásánál találtam. Éppen ilyen került ki a harmadik sírból és ezen a tájon más sírok kihányt darabjai közt is akadt, köztük olyan is, melynek szemnagysága $\frac{1}{2}$ mm-t elért.

Mikroskoppal meggyőződünk arról, hogy ezek az amphibolos andesittufák ásványtufák, amelyekben a rendesen horzsaköves, igen apró üvegszilánkokból álló morzsa kevesebb, mint az ásványos alkotórész. A nagyobb ásványszemek, rendesen $\frac{1}{3}$ – $\frac{1}{4}$ mm. nagyságú töredékek. De vannak ezeknél apróbb ásványtöredék halmazok is. Az ásványszemek közt uralkodó szerepet a *földpátok* és az *amphibolok* játszanak.

A *földpátok* töredékek, amelyek zónás szerkezetet mutatnak, *labradorit* sorozatú belső résszel és ennél kissé savanyúbb, *andesint* megközelítő külső burokkal. De van *labrador-bytownit*nek megfelelő viselkedésű földpát, sőt még bázisosabb földpátra valló optikai tulajdonságokat is észleltem.

A földpát nem sok egyénből felépített albit, ritkábban periklin és karlsbadi ikreket is alkot. Benne gyakran a gazda alakjához hasonló apró, kristályos körvonalú üvegzárvány van gázbuborékkal. Némelykor a földpát csak egy része van megtelve üvegzárvánnyal, úgy, hogy mintegy felfúvódva látszik a földpát egyik része. Ritkán folyadékzárvány is előfordul a földpátban libellával.

Az *amphibolok* a zöld amphibolokhoz tartoznak, amelyek oszlopainak felépítésében a (110) mellett a (010) is résztvesz és (100) szerint kettős ikreket is alkotnak. Pleochroismusuk γ (n_g) zöldes-kék, β (n_m) sárgás-barna, az előbbivel egyenlő erős fényelnyeléssel, α (n_p) világossárga, az előbbieknél jóval gyengébb abszorbtíóval.

A színes ásványok közül még kevés világoszöld színű *augitot* és *bronzit*-féle *rhombos pyroxent*, továbbá ennél több *magnetitszemet* némelykor apró *apatittal* találni ebben a tufában, ezeken kívül nagyon gyéren *biotitot*, amely delessitté változott és még ritkábban *quartz*-szemet.

A szürke színű amphibolandesit ásványtufával együtt vékony fehér üvegtufa is előfordul, ami mikroskoppal vizsgálva alárendelt szerepű bázisos földpát és zöld amphibolja alapján szintén amphibolandesittufának bizonyul. E tufa nagy részét fehér horzsaköves szálak halmazai alkotja, amelyek 1 mm. nagyságot is elérnek és némelyikben bázisos földpát-mikrolith váz is van. A horzsakő szemek külső része el van agyagosodva és ezzel kapcsolatban le van gömbölyödve.

Látnivaló tehát, hogy ezek a mélyebb szintből származó vékony rétegek lényegesen különböznek a magasabb szintben előforduló dacittufától, nemcsak ásványos összetételüknél fogva, hanem abban is, hogy ezekből hiányoznak a nem vulkáni származású ásványrészek, amelyek a dacittufában olyan általános és sokszor nagy szerepet játszanak. Tehát az amphibolandesittufák sokkal tisztább eruptív termékek, mint a felső dacittufák.

Az amphibolandesittufa ásványai közül különös figyelmet érdemel a zöld amphibol, valamint a földpátnak ritkán előforduló *folysádkészáránya* is, mert ezek arra engednek következtetni, hogy ezek az ásványok nagyobb mélységben kristályosodtak ki.

A kolozsvári katonatemető legépebb amphibolandesit ásványtufáját (6464) DR. FERENCZI ISTVÁN tanársegéd részletes vegyelemezés alá vetette, aminek eredménye a következő:

A. OSANN-féle értékek:

| 100 s. r. száraz anyagra | | | | |
|--------------------------------|-----------------|--------------------------|------------------|------------|
| | Eredeti elemzés | Átszámítva és redukálva. | Molec. proportio | Molecula % |
| SiO ₂ | 49.89% | 52.30% | 0.8717 | 57.42% |
| As ₂ O ₃ | 21.12 „ | 22.14 „ | 0.2171 | 14.30 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 4.31 „ | 4.52 „ | 8.34% FeO 0.1158 | 7.63 „ |
| FeO | 4.08 „ | 4.28 „ | | |
| MgO | 3.38 „ | 3.54 „ | 0.0885 | 5.83 „ |
| CaO | 9.09 „ | 9.52 „ | 0.1700 | 11.20 „ |
| Na ₂ O | 2.72 „ | 2.85 „ | 0.0460 | 3.03 „ |
| K ₂ O | 0.81 „ | 0.85 „ | 0.0090 | 0.59 „ |
| Szz. veszteség | 4.15 „ | | | |
| Higgr. víz | 0.34 „ | | | |
| | 99.39% | 100.00% | 1.5181 | 100.00% |

| s | A | C | F | a | c | f | n | sor |
|-------|------|-------|-------|-----|-----|----|-----|----------|
| 57.42 | 3.62 | 10.68 | 13.98 | 2.5 | 7.5 | 10 | 8.3 | α |

A. OSANN fenti értékei alapján közetünk a Pilis típusba tartozó 190. sz. Mijakit (Mijakeshima, Japan) értékeihez igen közel áll, némi tekintetben a Mt. Hood typust jellemző 151. sz. amphibol-augitandesit (Mt. Hood. Oregon) megfelelő értékeihez is hajlik.

A. OSANN új értékei:

$$\begin{aligned} S \text{ Al F} &= 18, 4.5, 7.5 \\ \text{Al C Alk} &= 15, 11.5, 3.5 \\ \text{NK} &= 8.3 \\ \text{MC} &= 3.4 \end{aligned}$$

A. OSANN új értékei alapján pedig basaltokhoz állna közetünk igen közel, a SAIF viszony alapján a 765. sz. Huelmont-i basalthez, az AICAlk viszony alapján a Mt. Thielson hypersthen basaltjához.

A közet normája és helyzete az amerikai petrographusok rendszerében.

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Az ásványok molecularis proportiójának megfelelő %-os összetétel |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-------------------|------------------|--|
| 100 s. r. száraz anyagra átszámított eredeti elemzés. | 52.30 % | 22.14 % | 4.52 % | 4.28 % | 3.54 % | 9.52 % | 2.85 % | 0.85 % | |
| Molecularis proportio. | 0.872 | 0.217 | 0.028 | 0.059 | 0.088 | 0.170 | 0.046 | 0.009 | |
| Magnetit | — | — | 28 | 28 | — | — | — | — | 6.50 12.05 1.73 5.00 24.10 45.04 5.46 99.92 |
| Hypersthen | 111 | — | — | 31 | 80 | — | — | — | |
| Diopsid | 16 | — | — | — | 8 | 8 | — | — | |
| Orthoklas | 54 | 9 | — | — | — | — | 9 | — | 20.32 = Fem 74.14 = F 79.60 = Sal |
| Albit | 276 | 46 | — | — | — | — | 46 | — | |
| Anorthit | 324 | 162 | — | — | — | 162 | — | — | |
| Quarc | 91 | — | — | — | — | — | — | — | |

$$\frac{\text{Sal} = 79.60}{\text{Fem} = 20.32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \dots \text{Classis I. DOSALANE.}$$

$$\frac{Q = 5.46}{F = 74.14} < \frac{1}{7} \dots \text{Ordo 5. GERMANARE.}$$

$$\frac{K_2O + Na_2O = 0.046 + 0.009}{CaO = 0.170} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \text{Rang 4. HESSASE.}$$

$$\frac{K_2O = 0.009}{Na_2O = 0.046} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \dots \text{Subrang 3. HESSOSE.}$$

LOEWINSON—LESSING-szerinti értékek:

| | Eredeti elemzés | 100 s.-r. száraz anyagra átszámítva | Molecularis proportio | |
|--------------------------------|--------------------|--|--------------------------|--|
| SiO ₂ | 49.89% | 52.30% | 0.8717 | |
| Al ₂ O ₃ | 21.12 „ | 22.14 „ | 0.2171 | } R ₂ O ₃ = 2.45 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.31 „ | 4.52 „ | 0.0282 | |
| FeO | 4.08 „ | 4.28 „ | 0.0594 | |
| MgO | 3.38 „ | 3.54 „ | 0.0885 | } R ^{II} O = 3.18 |
| CaO | 9.09 „ | 9.52 „ | 0.1700 | |
| Ne ₂ O | 2.72 „ | 2.85 „ | 0.0460 | |
| K ₂ O | 0.81 „ | 0.85 „ | 0.0090 | } R ₂ O = 0.55 |
| Izz. vesz. | 4.15 „ | — | — | |
| Hygr. víz. | 0.34 „ | — | — | |
| Összesen | 99.89% | 100.00% | — | |

$$3.73 \text{ R}^{\text{I}} + ^{\text{II}}\text{O}, 2.45 \text{ R}_2\text{O}_3, 8.72 \text{ SiO}_2$$

$$1.58 \quad \text{„} \quad 1.00 \quad \text{„} \quad 3.55 \quad \text{„}$$

$$\text{R}^{\text{II}}\text{O} : \text{R}_2\text{O} = 3.18 : 0.55 = 5.8 : 1$$

$$\alpha = 1.56$$

$$\beta = 70.8$$

A fenti értékek alapján e kőzet a *basit* kőzetcsalád földfémek magmájú kifejlődését képviselő *diabas*-féle kőzetek értékeivel majdnem megegyezik, a β alapján némileg a *variolit*-féle kőzethez is hajlik.

A kolozsvári katonatemető amphibolandesit tufája tehát úgy ásványi, valamint vegytani lényeges tulajdonságai tekintetében megegyezik a balázsfalvi amphibolandesit ásványtufával.¹ Ennek származása keresésénél is csak arra utalhatok, amit balázsfalvi társa tárgyalásánál már felemlítettem, t. i., hogy valószínűleg az Erdélyi Érc-hegység hasonló amphibolandesitjeinek kitörésével hozandó kapcsolatba. Kolozsvár távolsága ezektől is körülbelül olyan nagy, mint a balázsfalvi hasonló szemnagyságú andesittufáé.

Ezzel kapcsolatban megemlítem azt is, hogy a kolozsfürdői sótest antiklinálisában is van hasonló vékony, alárendelt szerepet játszó pyroxenandesittufa,² amelynek kitörése jóval megelőzte az ottani dacittufa kitörését.

¹ Dr. SZÁDECZKY GYULA. Amphibolandesit-ásványtufák az Erdélyi Medence DNY-i felében. Ezen Értesítő I. köt. 2. sz. Kolozsvár, 1913.

² Dr. SZÁDECZKY GYULA. Tufatanulmányok Erdélyben. I. Kolozs tufavonulatai. Múzeumi Füzetek. Az E. N. M. Ásványtárának Értesítője. II. köt. 2. sz. Kolozsvár, 1914.

Békási tufa.

A Házsongárd felső finom tufájához hasonló réteget a *Békás pataki* gipszrétegek felett (429) 420 m. magasság körül találunk lecsúsza. Ebben uralkodik az üveges tufaanyag, de elég sok, szabad szemmel is látható $\frac{1}{3}$ mm.-nyi *quarc*, továbbá mikroskoppal látható 0.13 mm. *plagioklas*, 30 μ *muskovitos* pelyhek bőven, sporaféle szerves részek is elég bőven vannak benne. Ezek adják a szabad szemmel nézve gyengén vereses színét a kőzetnek. De vannak itt ennél apróbb szemű sűrű, fehér tufák is, (429 b), amelyeknek 6 μ és apróbb, kettősen törő, ferde ágú keresztként sötétedő gömbös képződményekéi negatív karaktert mutatnak. Ezek a parányi gömbök eléggé egyenletesen vannak elterjedve és 1 mm.² területen körülbelül 60 számlálható meg belőlük. Hasonló nagyságú mészszemecskék is előfordulnak.

A Békásszőlő DNy-i árkán a patakban is találni olyan sűrű meszes márgát (675 *Balogh*), amelyben nagyon apró vulkáni üvegszilánkok vannak beágyazva, amellyel együtt csak igen kevés pici *quarc* és parányi *muskovitszál* fordul elő. Ez a palás kőzet tehát üvegszilánkokból és mészből áll.

Ezek a csak mikroskoppal felfedezhető finom vonások — aminők ebben a kőzetben a legfelső tufás zónára jellemző apró üvegszilánkok — mutatják, hogy milyen mélyen lekerültek ezek a kőzetek.

Ezek az adatok azt a benyomást teszik, hogy Erdőfelek közöttől északra eső területen tekintélyesebb tufaréteg sorozat van, mint aminőt a tufának itteni nagyon fogyatékos szerepéből első látásra következtetnénk. Az itteni tufa leginkább a Hója tufás fala felső rétegeinek felel meg; azonban a felette levő „feleki homokkő”-nek többszörös vetődése, lecsúszaása következtében nemcsak eltakarva, hanem szétszakadva, ennek következtében szétmálva is van, úgy, hogy jelenleg az eredetileg összefüggő tufaréteg sorozatának csak szétszórt cserepeit találhatjuk itt-ott, igen sokszor a szintén izolált „feleki homokkő”-vel kapcsolatban.

A Bükkerdő környékén lévő dacittufás rétegek.

Erdőfelektől Ny-ra és ÉNy-ra is megtaláljuk ezeket a felső tufarétegeket, vagy annak vékony roncsait különböző magasságban. Vékony tufaréteget találtam Erdőfelektől Ny-ra a bükki Bercsényi fogadó felett DK-e eső szakadékokban a 608 m.-es magasság körül. Agyagos, kissé homokos kőzet ez (5664), amelyben igen kevés, 30 μ hosszú üvegszilánkok vannak. A feleki gömbös, meszes homokkövek, sar-

mata kővület maradványokkal jóval mélyebben, (570 m. tájon) a bükki útnál is előfordulnak, lecsúsza, belegyúrva a mezőségi márgába. Sűrű, zöldesszürke színű márga van (5666) feljebb a Rákóczi forrás felett közel szintes helyzetben, globigerinákkal, zöldes átkristályosodott agyagos részekkel. Csak kevés homok és apró *muskovit*-lemez fordul elő benne, valamint gyéren elszenesedett szerves maradvány is. Vannak benne különféle átmérőjű gömbös képződmények, melyek közül a legközönségesebbek 25 μ átmérővel bírnak.

Tovább mélyebben több helyütt, nevezetesen a Bükkbe vezető út árkában a Bercsényi fogadó mellett és lejjebb a forrás körül is 590, illetve 560 m. magasságban találunk tufacserepeket. Az előbbi tufában (5298) az uralkodó, összetapadt, nagyobbára horzsakő töredékeken kívül egyenetlenül közbekeveredve, közepesen 100 m-nyi *quarc*-, *földpátszemeket*, *kristályos pala* morzsákat, továbbá *biotit* és *muskovit* gyötört foszlányait találjuk.

Az utóbbihoz közel és vele egyenlő magasságban a Nagyoldal (Costa cel Mare) alsó miocén „kőrödi rétegek” homokos fala felett a tetőn a tufával opálos homokkőréteg is előfordul.

Az eddigieknél szebb összefüggő sorozatát ismerem továbbá a tufának a Bükkerdőben a Szt. János kúthoz DK felől menő Vadas árok felső részében a jobboldalon, a Vadasréttől D-re pár száz lépésnyire a Szelicsére vezető út alatt, szintén 560 m. körüli magasságban, miről később részletesen lesz szó.

De találunk tufacserepeket a Plecska patak nagyszámú kezdő árkaiban több helyütt, nevezetesen az Árpádesücs (Peána) felől jövő kezdő árokban 600 m. magasság tájon, továbbá ettől az előfordulástól vagy 1 km.-re É-ra eső réten is előfordulnak lecsúszott cserepei opálos homokkő társaságában.

Ezek az árkok és környékük azonban annyira be vannak növe és a terület lecsúszott feleki homokkővel és ennek pusztulásából származó postsarmata homokos, kaviesos szárazföldi képződményekkel annyira el van takarva, hogy nehéz róluk tiszta képet szerezni.

Ha figyelembe vesszük azt, hogy ezekben az árkokban több helyütt globigerinás márgát is találni, valamint azt is, hogy fekvőjükben nemcsak a Dumbrava La rost nevű részében van meg a felső eocén *bryozoa* réteg,¹ hanem ettől K-re eső vad völgyekben is, sőt ezek felett körülbelül 560 m. magasságban 1-5 m. vastag *hójai* (?) mészkőréteg is megvan, a Hójáéhoz hasonló az az általános vonás bontakozik ki, hogy a középső miocén (globigerinás mezőségi

¹ Dr. KOCH A. Erdélyrészi Medence stb. I. 274. I. Budapest, 1894.

márga) transgredált. itt is a paleogén üledékeken. Ennek szembetűnő tagja a dacittufás és opálos homokkő több helyütt felső miocén „feleki homokkő”-vel van fedve.

Megvan továbbá a tufa a Szt. János kúttól DDNy-ra eső táblán 600 m. körüli magasságban és lejjebb a keleti oldalon is.

A Nagyoldal dacittufája.

Lássuk ezek közül legelőször a Nagyoldal (Costa Cel Mare) tufaelőfordulását. A Nagyoldalt szegélyező patak jobboldalán régóta ismeretes az alsó miocén alsó tagja, a kövületes kórodi homokkő, amely a domb nyugati aljában látható felső oligocén (fellegvári corbulás, itt nem, mint a Fellegvároldalon, homokos, konglomerátos, hanem meszes) rétegeire rakódik. Ez a terület a középső miocén epochát megelőzőleg szintén szárazföld lehetett, mert a kórodi rétegekre a domb Ny-i oldalán a lövészárkok tanúsága szerint 540 m. magasságban telepszik a mezősegi márga, tehát a középső miocén rétegek összes vastagsága az 564 m.-nek jelölt dombtetőig 24 m. A márgára a tetőn olyan opálos, tufás rétegek következnek, aminek a Hója tufás szakadása felső részében megismertünk.

Nagyon jellegzetes, apró szilánkokból álló üvegtufa ez (5930), melynek összekuszált helyzetű szálkái közepesen 40 μ nagyok, horzsakő és tömör üvegből állanak és körülbelül fele mennyiségű elagyagosodó, eredetileg bizonyára egészen finom üvegorba vannak beágyazva. 10 μ nyi *quarc*, apró *muskovit*, *chloritszál* és egyéb ásványból álló töredék csak minimális mennyiségben fordul elő benne. Ezek száma foltonként kissé megszaporodik. Némelyik tufában (5661.) veres spóraféle gömbök is vannak. Előfordulnak azonban itt durvább szemű ($\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ mm.) ásványos: biotitos, földpátos és kevés tömör, trichites üvegszemeket tartalmazó tufák is.

Nemcsak a Hója felső tufarétegei közt, hanem innen D-re, az alább tárgyalandó Vadasrét és Ny-ra a Plecska csoportjában is megvan az előbbi finom, összekuszált üvegtufa, tehát ez is mikroskoppal felismerhető jó szintjelző rétegnek minősíthető. A már szabad szemmel felismerhető másik jellegzetes kőzet, az itteni opálos réteg egészen apró, $\frac{1}{4}$ mm. körüli szemekből álló homokos kőzetnek bizonyul mikroszkop alatt, melynek ásványai: *quarc*, *muskovit*, gyéren *zöld amphibolt* töredékek, *csillámpala* szemecskéikkel és kevés meszes kövülettöredékekkel, foraminiferás márgatöredékekkel. Ezeket a szemeket barna, helyenként opálos anyag köti össze (3966).

A Nagyoldal tetején levő tufás réteget újabban a lövészárkok jól láthatóvá tették. Gondos bejárással azonban megtaláljuk a külön-

bőző tufás rétegeket majdnem összefüggő vonulatban innen északra, a bokros domb tetején és tovább a rétekre vezető úton át, vagy egy km. hosszban húzódva. Egészen megfelel ennek a tufavonulatnak a kolozsmonostori Papvölgy tulsó oldalán, a Plecskatető „feleki homokkő” rétegei alatt majdnem teljes körben követhető tufaréteg, amely DK felé kétségtelenül a Vadas tufájával állott eredetileg összefüggésben.

Vadasrét árkanak tufás rétegsora.

Sokkal jobban és vastagabban kifejlődve találjuk meg az opálos homokkőrétegekkel kapcsolatos tufát a Nagyoldaltól DNy-ra vagy $2\frac{1}{2}$ km. távolságban a már előbb említett Plecska patak keleti ága felső részében a Vadasrét felett, ahol $1\frac{1}{2}$ dm. vastag, részben limonitos, opálos rétegtől védve vagy 4. m. vastag, különböző anyagból felépült, főleg üveges tufás rétegsor van feltárva. Az opálos réteg felett még egy pár méter vastag tufás márga látható a sűrű, fiatal erdővel benőtt területen. Egészben véve itt is azt a hójaihoz hasonló vonást állapíthatjuk meg, hogy alúl a durvább tufával kezdődik a sorozat (anélkül, hogy a hójai legalsó, durva tufa meg volna) és általában véve felfelé finomabbá válik a szemnagyság. A tufás rétegsor alatt hullámos felületű márga van, melyre tehát discordanosan következik a tufás sorozat.

Ennek az opálos homokkőrétegnek (5907 és 5933) uralkodó ásványa közepesen $\frac{1}{2}$ m. nagyságú *quarszem*, amely részben hullámosan sötétedik. *Földpát*, ezek közt *mikroklín* is csak kevés van, valamint *muskovit*, *turmalin*. Mészke és kővetlettöredék, a régibb harmadkori kőzetből is került bele. Globigerinák is vannak benne. $\frac{1}{3}$ része a kőzetnek amorph szemcsés *opál*, dudoros, sok helyütt *chalcedonos* részekkel. Az itt levő földpátok és egyéb kovásvas ásványok épek, tehát ezek elbomlására nem vezethetjük vissza a kovásvas származását.

Az opálos réteg alatt 3 dm. veres, vasas, mállott dacittufa, ez alatt pedig 1 m. vastag olyan tufaréteg következik, melynek felületén és az egyes rétegek közti üregekben sárgás, cseppköves képződésű mészt vált ki. Ez alatt azután durvább szürke üveges tufa van, melynek tiszta üvegszilánkjai majdnem 1 mm. nagyságot érnek el. Ez a tiszta üveg a fő alkotórésze a kőzetnek. Ásványok benne igen alárendelt mennyiségben (kb. $\frac{1}{20}$) fordulnak elő, ezek közt erősen zónás szerkezetű *plagioklas* is. Az üveges töredékek közt barna színű, pozitív karakterű rostokká átkristályosodott horzsaköves töredék is van. Ez a tufás réteg lefelé apróbb szeművé válik, (5907) benne az üvegszilánkok legtöbbször csak vagy 60 μ hosszúságot ér el. Van azonban ebben nagyobb horzsakőtöredék is, elagyagosodó külső résszel. Az

apró üvegszilánkok közé is keveredett agyagos üledék. Ásványos szilánkok ebben is kis számmal fordulnak elő, melyek között a plagioklasok mellett elég sok a *quarc*. Erre a kőzetre vonatkozik az alábbi részletes vegyi elemzés, melyet FERENCZI ISTVÁN 1912-ben hajtott végre a vezetésem alatt álló egyetemi Ásvány- és Földtani Intézetben. Ilyen aprószemű üvegtufa egyébként a durvább telet is előfordul. De vannak itt olyan üvegtufák, melyeket 20–100 μ -nyi, részben szarvas végződésű üvegszilánkok alkotnak. Ezek a szilánkok még apróbb, kissé sárgás üvegtöredékekbe vannak beágyazva, ami a tufa uralkodó részét teszi ki. Ásványtöredék ebben is igen kevés és igen kicsi van, közöttük a 40 μ -nyi *quarc* már a nagyobbak közé tartozik. Nagyon kevés pici fehér és barna *csillámfoszlány* is előfordul benne, továbbá 70 μ -nyi üvegzárványos, tehát vulkáni *földpát*. Akad még benne kevés 30 μ -nyi agyagos zárvány is.

Egy másik ide való réteg (726 PAPP S.) is rendkívül laza, üvegszerű homokos tufa, amelyben 50–100 μ -nyi barna horzsaköves szálak összekuszált halmaza keveredik hasonló nagyságú, de kevesebb víztiszta üvegtöredékekkel, amelynek némely szemeazonbanszintén fel van fújva helyenként nagy üregekkel. Amorf anyag alkotja tehát a kőzet legnagyobb részét, de akad benne kevés, 30 μ -nyi *plagioklas*, némelyikben barna üvegzárvánnyal, továbbá 20–30 μ -nyi *quarc* is. Egyik réteg csiszolatában a felfújtt, szarvas végződésű üvegrészek közt veres-sárga *biotit* látható, részben chloritosodva, amellyel gyéren 40 μ -nyi *muskovitszál* is előfordul.

De van itt olyan tufaréteg is, amelyben sok a *földpáttöredék* és *quarc*. Érdekes, hogy homokos, némelykor opálos anyaggal telt, tán eredeti növényi tengelyrészre visszavezethető csöves képződmények is előfordulnak (726, 5906, 5931) ebben a tufában.

Az összesen vagy 2 $\frac{1}{2}$ m.-re becsülhető üveges tufának alsó része erősen márgássá válik és átmegy tiszta, globerinákban gazdag márgába, amely a tufás réteg alatt vagy 4 m. vastagságban látható a patak fenekéig.

Globigerinás, tufás márga előfordul a tufarétegek között is. Egyik ilyenben (5933) csak vagy $\frac{1}{6}$ – $\frac{1}{10}$ rész a tufás anyag, a globigerinák azonban nagy számmal és jó állapotban vannak benne és ezen kívül apró, veres szerves maradványok, melyeket kollégám, dr. APÁTHY ISTVÁN nitrifikáló penészek (*Nitrosomonas* LAFAR) zooglóáinak ismert meg.¹ Ezek sokszor globigerina héjakban vannak meggyűlve.

¹ Egészen olyanok, mint aminőket LAFAR (Handbuch d. technischen Mykologie, Jena, 1904–1906. 3. Bd. Taf. III. Figur 5 és 6) egy Zürich melletti talajpróbából leír és lerajzol (APÁTHY).

Van itt továbbá olyan durvább ásványtufa (5931.), melynek kevés üveges kötőanyaga agyaggá mállott. A nagyobbára fél mm-nyi ásványszemek rendesen földpátok, köztük csak nagyon kevés színes ásvány van. Mintha ebben a könnyebb ásványoknak víz által szétválasztott halmazával volna dolgunk.

Ez a tufás sorozat megtalálható a patak bal oldalán is, de annyira benőve fiatal erdővel, hogy éppen csak jelenlétét lehetett megállapítani.

Felette, sőt jóval mélyebben alatta is a feleki sarmata homokkő leszakadt, lecsúszott tömbjeit találni. Szálban mélyebben azonban a völgy mindkét oldalán meg van a felső eocén *bryozoás* homokos réteg, fedve vékony homokos, kővületekben *gazdag hójai (?) mészkő*vel. Egyik, valamint a másik réteg is új, helyén „feleki réteg” van jelölve a geológiai térképen, itt, valamint a tovább Ny felé következő ágakban is, melyekben mindkét réteg folytatódik. Meg kell jegyezni, hogy nehezen bejárható vad terület ez, melyet a táborkári 25,000-es térkép is nagyon hibásan ábrázol.

A legtisztább üveges tufának FERENCZI-től végzett elemzése a következőket eredményezte:

OSANN-féle értékek:

| | Eredeti elemzés | Redukálva | Molecularis proportio | 100 s. r. száraz anyagra átszámítva |
|--------------------------------|-----------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|
| SiO ₂ | 70.71% | 70.71% | 1.1785 | 81.65% |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | 12.73 „ | 0.1248 | 8.64 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 1.08 „ | — | — | — |
| FeO | 1.37 „ | 2.33 „ | 0.0324 | 2.25 „ |
| MgO | 0.37 „ | 0.37 „ | 0.0092 | 0.64 „ |
| CaO | 1.66 „ | 1.66 „ | 0.0296 | 2.05 „ |
| Na ₂ O | 3.31 „ | 3.31 „ | 0.0534 | 3.70 „ |
| K ₂ O | 1.45 „ | 1.45 „ | 0.0154 | 1.07 „ |
| Hygr. víz | 1.63 „ | 1.63 „ | — | — |
| Izz. veszt. | 5.41 „ | 5.41 „ | — | — |
| Összesen | 99.72% | 99.60% | 1.4433 | 100.00% |

| s | A | C | F | a | c | f | n | sor |
|-------|------|------|------|----|---|---|-----|-----|
| 81.65 | 4.77 | 3.87 | 1.07 | 10 | 8 | 2 | 7.7 | α |

A fenti értékek alapján e kőzet a Bunsen Peak-i típust jellemző 111. számú *dacit* (Bunsen Peak, Yellowstone park) értékeihez áll közel.

OSANN új értékei:

$$\begin{aligned} \text{SAIF} &= 25.5, 3, 1.5 \\ \text{AlCalk} &= 16.5, 4, 9.5 \\ \text{NK} &= 7.7 \\ \text{MC} &= 2.4 \end{aligned}$$

OSANN új értékei alapján a 484. sz. *rhyolith* (Pine nut Range) és az 590. sz. *dacit* (Silver Peak Range) között áll.

LOEWINSON—LESSING-féle értékek:

| | Eredeti elemzés | 100 s. r. száraz anyagra átszámítva | Molecularis proportio | |
|--------------------------------|--------------------|--|--------------------------|--|
| SiO ₂ | 70.71%, | 76.29% | 1.2715 | |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | 13.74 „ | 0.1347 | R ₂ O ₃ = 1.42 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.08 „ | 1.17 „ | 0.0073 | |
| FeO | 1.37 „ | 1.48 „ | 0.0206 | R ^{II} O = 0.63 |
| MgO | 0.37 „ | 0.40 „ | 0.0100 | |
| CaO | 1.66 „ | 1.79 „ | 0.0320 | |
| Na ₂ O | 3.31 „ | 3.57 „ | 0.0576 | R ₂ 'O = 0.74 |
| K ₂ O | 1.45 „ | 1.56 „ | 0.0166 | |
| Hygr. víz | 1.63 „ | — | — | R ^I + R ^{II} O = 1.37 |
| Izz. veszt. | 5.41 „ | — | — | |
| Összesen | 99.72% | 100.00% | — | |

$$1.37 \text{ R}^{\text{I}} + \text{R}^{\text{II}}\text{O}, 1.42 \text{ R}_2\text{O}_3, 12.71 \text{ SiO}_2$$

$$0.96 \text{ „ } 1 \text{ „ } 8.95$$

$$\text{R}_2'\text{O} : \text{R}^{\text{II}}\text{O} = 0.74 : 0.63 = 1.2 : 1$$

$$\alpha = 4.52$$

$$\beta = 21.9$$

Fentebbi értékei alapján LOEWINSON—LESSING rendszerében az *acidit* köztesalád alkalikus magmájú kifejlődését képviselő *quarc-porphyr* kőzetfajhoz tartozik, az alkáliák és monoxydok viszonya azonban a *mesit* köztesalád alkalikus magmájú kifejlődését képviselő *trachyt* kőzetfajra vall. A formula, α , β értékek majdnem azonosak LOEWINSON—LESSING értékeivel.

A Vadas árok horzsaköves tufájának chemiai értékeit összevetve a katonatemető amphibolandesit tufájának értékeivel, előttünk áll a kolozsi tufákon is tapasztalt az a tendentia, hogy a fiatalabb lerakodások közé szóródott vulkáni anyag savanyúbb magmának a terméke, mint az idősebb rétegek között lévő.

E kőzet oldható kovasavának meghatározása céljából porát FERENCZI még 2-féle minőségben vizsgálta meg:

I. könnyen porló anyagát achatmozsárban szétdörzsölve úgy találta, hogy

| | |
|---|---------|
| Conc. HCl-ban oldódó rész (számítás útján határozva) | 7.53% |
| " " " oldhatatlan részben: | |
| 5% Na ₂ CO ₃ oldatban oldódó SiO ₂ | 0.89 " |
| " " " " oldhatatlan rész | 91.58 " |
| | 100.00% |

II. könnyen porló anyagát gyémánttörőben megtörve és achatmozsárban szétdörzsölve, tehát finomabb állapotban:

| | |
|---|---------|
| Conc. HCl-ban oldódó rész (számítás útján határozva) | 6.80% |
| " " " oldhatatlan részben: | |
| 5% Na ₂ CO ₃ oldatban oldódó SiO ₂ | 1.44 " |
| " " " " oldhatatlan rész | 91.76 " |
| | 100.00% |

Az oldható SiO₂ meghatározásánál TREADWELL „Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie“ II. k. 389. lapján közölt LUNGE és MILLBERG-féle eljárás volt irányadó.

A Plecska tufás rétegei.

Nagyon hasonlít a Vadas előfordásához az a tekintélyesebb dacittufás rétegsorozat, amelyet lejjebb a Plecskapatak völgyének jobb oldalán, a katonai lövöldétől K-re találunk az 547 m. magas, feleki gömbös homokkőből álló tető alatt az úton, elég jól feltárva. Az opálos réteg itt sem a tufa tetején, hanem a mélyebb részén fordul elő, úgy, hogy a tufás sorozatnak legvastagabb, összefüggőleg feltárt, vagy 4 m.-nyi része az opál felett van. De az opálos homokkő fekvőjében is van még márgával váltakozó tufaréteg. Ez alatt vagy 15 m.-el azonban itt is a legfelső eocen bryozoás rétegek következnek. Feljebb a márgás rétegek fedőjében lévő vékonyabb tufás rétegek felett azután a „feleki homokkő“ gömbös képződményei képezik a fedőt.

Az egész tufás rétegsor megcsúszott helyzetben van itt. A tufaréteg K-re dől 10° alatt. Apró vetődés is előfordul. Egyik jelenték-telen ilyen vetővonalnak KDK-i a csapási iránya.

Hasonlóan enyhe, de zavart, többfelé irányuló dőlést árulnak el a felső, gömbös homokkő rétegek is.

A legvastagabb összefüggő tufás réteg közepén vékony fekete merev sávok húzódnak (5661/4), amelyek vagy 3 m. vastagtufaréte-

gen belől többször megismétlődnek, úgy, hogy 2 cm. vastag rétegen 5 vékony sávot is számlálhatunk. Már szabad szemmel nézve azt a benyomást kapjuk, hogy ezeket a vékony fekete vonalakat a víz játéka által fajsúlyuk szerint kiválasztott nehezebb ásványok hozzák létre. A mikroszkop csakugyan azt mutatja, hogy a fekete vonalat alkotó ásványok uralkodólag legömbölyödött $\frac{1}{2}$ mm.-nyi *magnetit*-ből állanak, mivel kevesebb plagioklas *földpát*, *biotit*, még kevesebb *gránát*, *augit*, *amphibol*, *turmalin* is társul. Egyébként nagyon sok földpát van az itteni tufában, amelyek gyakran erősen zónás szerkezetűek, úgy, hogy a belső és külső zónájuk közt 16° elsőtételés különbség is van. Egyik földpát *andesinn*ek (Ab_3An_2) bizonyult optikai tulajdonságai alapján. Többszörös albit ikert alkot ez, amelyben nagyon sok üvegzárvány van.

Ezekon kívül kevés *gránátszemet*, barna *turmalin* kristály töredéket, ritkán *augitot* és *apatitot* és kevés zöld *amphibolt* is találunk az ásványok közt, továbbá közetmorzsákat, nevezetesen *rhyolithot*, *porphyritet* hosszú *labradorit* tűkkel üveges anyagban, *kristályos pala* darabkákat, *üvegtöredéket* apró belonit kristallit kiválással és kevés barnás sárga tiszta üvegtöredéket. *Quarc* elég sok van benne, részben zúzott régi származású is; *muskovit* kevés.

A többi idevaló tufás réteg anyagában is meglehetősen heterogén eruptív szemeket és nem vulkáni régibb anyagot találunk együtt.

A vetődések érthetővé teszik, hogy e tufás rétegek ettől az előfordulástól D-re $\frac{3}{4}$ km.-re az 567 m.-nek jelzett szomszédos kiemelkedés Ny-i lejtőjén az előbbi szintnél magasabban ütik ki magukat.

Ha ellenkező irányban, t. i. az 547 m. magas kiemelkedéstől ÉNy-ra $1\frac{1}{4}$ km.-re megyünk, a Plecska jobb oldali lejtőjének teteje közelében a katonai lövölde felett északra eső, 480 m. körüli magasságban; még mélyebb szintben találjuk a lövöldéhez vezető út bemélyedése által megszakított, vagy $\frac{3}{4}$ km. hosszú tufavonulatot. Ennek rétegei között durvább tufa is van (5661₃), melyben 1 mm.-nyi *földpát*, *quarc*töredékek és eruptív közet darabkái mellett 1.5 mm nagyságú *biotitlemez* és gyéren *muskovit* is előfordul. Ezek a nagy eruptívus ásványtöredékek, amelyek kb. egyharmadrészét teszik a közetnek, a kitörési helyhez való közelségre vallanak. E nagyobb ásványtöredékeken kívül tisztább üveges tufatöredékek is vannak tisztátalanabb, agyagosabb sűrű alapanyagféle részben. Ebben az összeimosott alapanyagféle részben 60 μ -nyi horzsaköves fehér ágas üvegszilánkok vannak, amelyek kb. annak $\frac{1}{6}$ részét teszik ki.

A Plecska 559 m.-es tetejétől K-re a Monostori patak egyik baloldali árkában és a legutóbbi erdőkihasználással kapcsolatban ettől D-re támadt szekérúton 490–510 m. körüli magasságban márgával váltakozó tufás, a felső részen opálos rétegek következnek, a fekvőjében (lejjebb a Monostori-patakban) látható globigerinás márgára.

E tufás rétegek finomabb szerkezetére vonatkozólag álljanak itt a következők: Egyik itteni kőzet (724 PAPP S.) az előbbiekkal szemben igen aprószemű, e tekintetben inkább a Vadas árkából megismert egyes fajtákhoz hasonlít. Benne 30 μ -nyi *quarc* már a legnagyobb szemek közé tartozik. Összekúszált helyzetű, 60 μ hosszú tiszta üvegszálak a kőzet térfogatának vagy $\frac{1}{6}$ részét alkotják. Elmeszesedni kezdő horzsakődarabok közt finomabb részek tömörüléséből származó amorph fehér anyag az uralkodó része.

De van ebben a fehér kőzetben 4–10 μ -nyi görbe ágú fekete kereszttel sötétedő, negatív karakterű gömbös képződmény és nagyobb (30 μ -nyi) apró meszes *globigerina*-féle képződmények is. E finom tufán kívül durvább üvegtufák is vannak itt (725₄), továbbá sok globigerinát tartalmazó márgák (725₄). Előfordul továbbá az itteni tufában egy érdekes ág alakú, de szabad szemmel nézve opálosnak látszó konkréciós képződmény is. Ezekről a 25 mm. vastag ágszerű konkréciós képződményekről (725a PAPP) ugyanis a mikroskopi vizsgálat azt deríti ki, hogy belső csőszerű részükben igen nagy számmal vannak apró, egy, két és több kamarás, $\frac{1}{2}$ mm.-nyi meszes héjú globigerinák, továbbá apró, 4 μ -nyi gömbös, héjas képződmények, de utóbbiak főleg a csőalakú belső résznek a külső zónájában, amelyből hiányzik a meszes zöldes összekötő, kitöltő rész.

Az ásványos töredékek: *földpát* és *quarc*, melyek részben nem vulkáni származásúak. Ezek közt *fehér csillám* meglehetősen egyenletesen van eloszolva. A kőzet fő része azonban összetapadt amorph üveg.

Gyéren apró, veres szerves maradványok is akadnak benne és zöldesbarna, chloritosan átkristályosodó anyag, továbbá *quarc*-féle, sugarasan átkristályosodó, hosszában pozitív karakterű rostok is.

Lejjebb ebben az árokban aprószemű laza tufa van, melyben kézinagyítóval elsárgult apró *biotit*-okat látni. Üveges rész a túlnyomórészt uralkodó benne, úgy hogy az ásványok körülbelül csak $\frac{1}{10}$ térfogati részét teszik ki a kőzetnek. Ezek: egy mm.-nél rendszeren kisebb vulkáni *quarc*, *földpát*, némelykor sárgás és vereses üveg-zárvánnyal, *biotit*, 20–30 fokra szétnyíló optikai tengellyel, némelykor elchloritosodva, gyéren zöld 150 μ hosszú *amphibol*. 100 μ hosszú *apatit*. tú nagyon ritka. *Muskovit* (150 μ) szál, továbbá 40 μ -nyi régi

quartz-töredék, valamint kicsi, nagyon gyenge kettős törésű *epidot* is csak ritka jelenség benne, úgy hogy elég tiszta vulkáni anyagnak látszik. Régibb ásványokat csak részletesebb vizsgálattal lehet benne említésreméltó mennyiségben találni. Az amorph rész vereses barna színű, 200 μ hosszú horzsaköves üvegtöredékből áll, kevesebb víztiszta, kisebb tömör üveggel, amelyek közt 130 μ -nyi szarvas végződésű morzsák is vannak, rövid, merev trichites képződménnyel. Kevés vereses barna agyagos, átkristályosodó részecskék is akadnak benne. Az üregben ritkán *calcitos* kiválás fordul elő.

A Plecska tetőtől DK-re az erdőben is találunk tufát *a*), amely alatt homokos tufa *b*), legalól pedig opálos tufa *c*) van (4821). A felső *a*) 60 μ -nyi üvegszálak összekuszált halmazából áll, amelyek vereses barna, sűrűbb pornemű részbe vannak beágyazva. Ez az apróbszemű rész helyenként pozitív karakterű rostokká kezd átkristályosodni. Fekvéjében *b*) már csak kevés, de nagyobb, 100 μ -nyi üveg van, gyéren veres szerves maradvány is. De sok a nem vulkáni *quartz*, *muskovit* és homokkő. Az ez alatt következő rétegben *c*) még kevesebb az üveg. Apró homokszemekből áll e kőzet, amelyben gyéren mész is előfordul.

A Plecskára É-ről vezető út szelvényének általános összehasonlítása.

Összefüggő sorozatban láttam 6 év előtt a Hója vonulatban megismert felső tufás rétegek sorozatát a Plecska tetőre vezető úton, melynek alsó részén a m. kir. Földtani Intézet térképe a bryozoás márga felett az alsó és középső oligocén (hójai és mérai) rétegeket jelöli, melyeknek nyomát én a Plecskai úton és a Kalvária felé vezető árok közti területen találtam meg. Lejebb a monostori erdőben levő árok a mezősegi márgás rétegeket tárja fel, tehát a szelvény megfelel a pár km.-re szemben eső hójai tufás fal szelvényének.

A plecskai úton legelőször 480 m. körüli magasságban találunk összefüggő tömegben opálos sűrű, világos színű homokkövet (4817 *a*), amelyre *b*) hullámos sűrű tufás homokkő, majd *c*) homokos, limonitos sűrű kőzet következik. Ezek a homokos, közbül tufás anyagot is tartalmazó rétegek 530 m. körüli magasságban diónyi konglomerátos kavicsos rétegbe mennek át, amely felett ismét finomabb homokkő következik. Ez a konglomerátos, a sarmata homokos üledékeinek határául kínálkozó réteg a Szamos baloldali területén; a Lombi hegy D-i részén, a város erdejének 580 m. körüli magasságában, valamint Papfalva keleti részén és Kolozsvártól ÉK-re, a Pokolköz vonulatától É-ra, a Tekintő körül is körülbelül ilyen magasságban van meg.

A kolozsmonostori opálos és egyéb homokkövek.

Hátra van még a Plecskára vezető útmenti rétegek közül annak az opálos, homokos, gyengén tufás kőzetnek részletesebb megismerése, amelynek darabjai lekerülnek a Kalváriához vezető árok mentén eső monostori földekre. Ez a feltűnő kőzet néhány év előtt lenyomataival szélesebb körben magára vonta a figyelmet.

Ezekről a földekről, leginkább az ezeket szelő Kalános patak opálos homokköveiből származnak ugyanis azok a szerves maradványok, amelyeket dr. APÁTHY ISTVÁN 1910-ben az Erdélyi Múzeum-Egyesület egyik természettudományi szakosztályi ülésén, később pedig a gráci nemzetközi állattani kongresszuson *Phyllodoce gyűrűsféreg* lenyomataként bemutatott. Dr. KOCH ANTAL levélbeli közleménye szerint a kolozsvári eféle lenyomatokat Bécsben a múzeumi példákkal összehasonlítván, *Rhizophyceae* alga család *Taonurus* nevű egészen kihalt tagjának ismerte meg.¹

Ez a nagyon jó szintjelző plecskai opálos homokkő (4817 a) szabad szemmel nézve nagyon sűrű, szürke vagy fehéres színű, szurokfényű kőzet. Mikroszkop alatt 0.1–0.2 mm. nagyságú, nagyon szegletes, tehát eredetileg nagy porusvolumennel bírt, túlnyomó számban *quare*ből álló szemeket találunk benne, amelyeket a bennük levő folyadék és egyéb zárványok nem vulkáni, hanem az alaphegységéből származó quarenak minősítenek. A legtöbb *quare*szem aprósága miatt is épnek mutatkozik, de van köztük zúzott is, továbbá *muskovit*ot tartalmazó, valamint egyéb apró átkristályosodó palatóredék. Muskovit csak kevés, *biotitlemezke* is nagyon gyéren van. Kevés a *turmalin*, 50 μ -nyi szemet alkotva, ϵ -világos zöld, ω -sötét kékesbarna pleochroismussal, továbbá apró *gránátszem*. Ezek az ásványok, valamint a piei (20 μ) *zirkon* töredék is a Gyalui havasok kőzeteire vallanak. Kötőanyaga *opál*, *földpát* csak minimális mennyiségben van benne. Tehát régi anyagból álló, finom, az opálos kötőanyag közbelépése előtt nagyon laza homokos parti üledéknek bizonyul ez a kőzet, amelynek mikroszkopi képe is — mint a fennebbiekből látható — lényegileg megegyezik a Hója opálos homokkövével, melyben szintén benne vannak az egyelőre hieroglifának nevezett szerves maradványok.

A legszebb *Phyllodoce*, illetőleg *Taonurus* maradványok a kolozsmonostori mezőkről, a Kalváriánál beszakadó Kalánospatak mentéről, tehát másodlagos, lecsúszott helyről, továbbá a monostori

¹ Gyűjteményünk régi anyaga közt PONGRÁC 1887. évi gyűjtéséből származó ilyen lenyomat „*Nerites* sp.”-nek van jelölve.

erdőnek a katonai lövölde felé néző lejtőjéről kerültek gyűjteményeinkbe. De szépeket találtam újabban a Monostori patak Ny-i lejtőjén is. A Kalános patakból származó homokkő csiszolatába került legnagyobb ásványszem is csak $\frac{1}{2}$ mm. nagyságot ér el. Ebben is régi zúzott, nagyon szegletes külsejű *quarc* az uralkodó ásvány, de előfordul benne átkristályosodott rhyolith-féle kőzet apró darabkája is. Továbbá ebben a hójai előforduláshoz közelebb eső kőzetben a globigerinák már néha állandóbb szerepet játszanak.

Egy másik kalánospataki kőzetben azonban (4923. és 4923₂) már nincs foraminifera és a különben is igen apró, szegletes, ritka szemű (közepesen 0.1 mm.) homoknak rétegenként változó, de általában sok opálos kötőanyaga van. Nem egyenletesen elterjedve, barnás, agyagos, sötétebb zárvány is van benne. Egy harmadikban (4923₂) megszorodik ez az agyagos rész és ezzel kapcsolatban ismét van foraminifera. Ezeken az apró agyagos átkristályosodó részeken és 50 μ nagyságú mészkő darabkákon kívül *magnetit* is bőven van, de az opálos anyag csak nagyon kevés. A ritkábban előforduló ásványok közül ebben is akadnak egy 40 μ -nyi *grünátra*, 20 μ -nyi *zirkon* oszlopkára, 100 μ zöldesbarna *turmalin* szemre. Barna, vagy veres elváltozott *csillám* és nagyon kevés *földpát* is van benne. 25–150 μ nagyságú *plagioklasok* ezek, amelyek nagyobb részben régi származásúak. E kőzet legnagyobb részét is az egyedül uralkodó *quarc* alkotja.

Ezek a homokkővek abban különböznek a „feleki homokkő”-től, hogy a feleki homokkőben a meszes kötőanyag sokszor majdnem felét teszi ki a kőzetnek és hogy a felekinek ásványszemei nagyobbak, $\frac{1}{3}$ –1 mm.-nyiek, vagy még nagyobbak.

A Plecskatetőre vezető úton az opálos homokkő felett világosszürke színű, hullámbarázdás tufaféle kőzet következik (4817 b), amelyben a hullámbarázda nyomán világosabb fehér színű rész látható. Kézi nagyítóval is likaeszes, tufaszerűnek látszik a kőzet, főleg a fehér sávok mentén, de az apró *moskovitlemek* kétségessé teszik tiszta tufa jellegét. A mikroszkopi vizsgálat eredménye mégis meglepő, amennyiben így alig találunk tufaanyagot benne, a kőzet túlnyomó része nem vulkáni, hanem a miocénnél régibb származású anyag üledékéből áll, nevezetesen körülbelül felét $\frac{1}{10}$ – $\frac{1}{4}$ mm. nagyságú *quarc*szemek alkotják, melyek közt folyadékzárványos és zúzott, tehát régi *quarc* a túlnyomóan uralkodó.

Földpát kevés van benne, sok ezek közt is a régi földpát, de ezenkívül vulkáni, üvegzárványokat tartalmazó, tufából származó földpáttöredékek is akadnak. Ezeken kívül amorf, nem egyenletes

nagyságú üvegszemecskék vallanak a tufára, melyekben apró, sárga, gyengébb fénytörésű részecskék és levegővel telt sötétebb foltok vannak. *Biotit* ép, de van chloritosan (delessitesen) elváltozott is, továbbá gyéren *magnetit*, zöldesbarna *turmalin*, sok *muskovit* és gyér *zirkontöredék* is. Egy közettöredéket is megfigyeltem benne, *muskovitos* sűrű résszel, amelyben sok veres *haematit* táblácska van, de folyadékzárványt tartalmazó porphyros *quarc* is akad benne. Ez a kőzet tehát a mikroszkop tanúsága szerint aprószemű, az opálos-hoz hasonló tufás homokkő.

Erre a tufás homokkőre felfelé egészen tiszta homokos rétegek következnek, amelyeket azonban ismét tufás rétegek váltanak fel. Szabad szemmel nézve, ezen fehér, aprószemű kőzet, melybe a rétegzettségére merőlegesen gyökérszerűleg újjnyi vastag, kézi nagytólal homokosnak bizonyuló rész nyomul, tiszta tufának látszik. Mikroszkop alatt azt tapasztaljuk, hogy ahol legkevesebb ebben a dacit-tufában az ásvány, ott az térfogatilag $\frac{1}{10}$ részét teszi a kőzetnek, ahol pedig legtöbb, ott $\frac{1}{3}$ részét. A szegletes apró ásványtöredékekben gazdagabb és szegényebb részek időzik elő a szabad szemmel is látható rétegzettségét.

Az ásványokon kívül túlnyomó része a kőzetnek isotrop üveges tufaanyag, ezek közt elég sok barna, levegőben gazdag rész is, amelynek fénytörése gyengébb, mint a szárított kanadai balzsamé. A rétegzettségére függőlegesen eső világosabb részekben nagyobb üregek vannak, továbbá barna zárványszerű szegletes részek.

A homokosabb rétegben a zúzott, tehát régi, nem vulkáni *quarc* uralkodik, e mellett *muskovitszál*, ezenkívül *delessites* töredék is bőven van. A földpát szinte ritkaságszámba megy, de ez legalább részben vulkáni, *apatitot* is tartalmazó földpát. *Biotit*, egyes helyeken *magnetit* is van benne, gyéren zöldes *amphibol* és alig észrevehető mennyiségben *calcit*.

Ez a homokos tufa is zavart, hullámbarázdás *partszéli lerakódásnak* a terméke.

A Monostori erdő plecskaútménti tufás tetején tehát tiszta vulkáni tufa nem látszik, hanem csak partszegélyi tufás homokkő, amely az opálos réteg felett fordul elő, tehát a hójai legfelső tufás rétegnek vagy tán méginkább az arra következett, de a Hóján már elpusztult rétegnek felel meg. Szabad szemmel nézve az aprószemű világos szürke színű homokkő is emlékeztet a tufára, annak is volt eredetileg cédulázva gyűjteményünkben. Mégegyező vonás a hójai előfordulással, hogy a monostori erdő északi részén, valamint a Plecska felé eső oldalon is alatta még megtaláljuk a mezősegi márgát.

Különbözik az alsóbb tisztább tufás réteg hiányában, valamint abban, hogy itt a megfelelő rétegek magasabb szintben vannak. A Hója táján, a kitorési centrumhoz közelebb talán, utólagosan sülyedt a terület.

**A Szamos jobboldali szegélyének legszélső dacittufás
rétegei a Dumbrava csoportjában.**

A Plecska patak baloldali vízterületén is folytatódnak, de véget is érnek Kolozsvár környékének tufás képződményei. Itt különösen tekintélyes kifejlődésben ismertem meg a dacittufát a Dumbrava vonulatnak a Szt. János kúttól DDny-ra emelkedő legmagasabb, nagyon benőtt tetőin, 590—610 méter körüli, tehát a plecskainál is jóval nagyobb magasságban, ahol — mint általában a tufaelőfordulás Ny-i szélén — erősen kifejlődve találjuk a tufának eddig megismert különböző fajtáit az opálos homokkővel együtt. A Dumbrava vonulat D-i részén, É-ra a térképen így nevezett 646 m. magas tetőtől, (melyet Ogradának neveznek a szászfenesiek, kiknek határába tartozik) az egykori kőbányászásnak nyoma is észrevehető, anélkül azonban, hogy a nagyon elfedett területen a különböző rétegek összefüggését látni lehetne.

Hosszan felhúzódik a hegytetőn és az itt-ott előkerülő darabkákban a már a Hóján és Kőszegőn megismert egyes tagokat, nevezetesen: *biotites*, *muskovitos*, *quarcos*, *réteges ásványtufát*, k.-b. $\frac{1}{2}$ mm-nyi szemekkel, *finomabb szemű üveges*, de *quarcos* sávoktól homokkőves hullámbarázdás *tufát* (6982), továbbá finomabb sűrű *üvegtufát* találunk olyan helyzetben, amely nem mond ellene a hójai jó feltáráson részletesen megismert sorozatnak. A tufa felett azután az erdővel borított tetőn egyes feleki homokkőgömbök kezdenek megjelenni.

A tufával együtt igen nagy szerepe van itt is az *opálos homokkőnek*, amely legerősebb ellenállása következtében a legfeltűnőbb tagja a sorozatnak.

Ettől a vonulattól északra elterülő nagyon lapos hegyhátan vastag agyagos, több helyütt fekete erdő talajt találunk, anélkül, hogy az altalajból valami a felületre kerülne. Mindössze a vonulattól északra, a Signito lapos keleti részén találtam mezősegi márgával megegyező mállott agyagos kőzetet, ami egyébként lejjebb a Szent János-kút alatt beszakadó völgy irányában, a felső durva mészkő apró dolináinál, egy lecsúszott fa gyökere közt is a felületre került, épen úgy, mint a bryozoás márga fedőjében a Szent János kúttól D-re, a Szt. János erdő alsó részében 485 m. tengerszín feletti magasságban. Ilyenféle vastag, márgás talajba mélyednek a

Plecskába Ny-ról lejtő vízmosságok is, melyekben elvértve opálos homokkő és mészkődarabok fordulnak elő.

Ebből azt következtetem, hogy a vastag erdőtalaj alatt itt is megvan a „mezősségi réteg“ tufával, opálos homokkővel a felső eocénen transgredálva.

A Dumbrava vonulat tufás rétegeitől D-re, az Árpádesúcs felé is vizet át nem eresztő márgás rétegek kerülnek a felületre, a homokos legfelső boríték alól az Ograda széles, lapos tetején, a Ny-i oldalon, tehát a viszony itt is hasonló lesz.

A Dumbrava tufáinak mikroskopi képe is egészben véve megfelel a hójai vonulat tufái képének, de ezek a tufák még kevésbé tiszta vulkáni képződmények, mint a hójaiak, amennyiben minden megvizsgált kőzet vékony csiszolatában a vulkáni származású *üveganyag*, *földpát*, *quarc*, *biotiten*, kevés barna trichites üvegdarabkákon kívül nagy mennyiségben van *zúzott quarc*, *muskovit*, *régi földpáttöredék*, némelyikben régi *arfvedsonit*féle, gyengébb kettőtörésű kékeszöld amphibol morzsák is és kristályos paladarabkák, gyéren agyagos kőzetből származó részletekkel.

Ennek a nagyobb mértékű tisztatlanságnak az oka a kitörési központtól való nagyobb távolság mellett, főleg a partközeli helyzetben keresendő. Az előbbi okra vezethető vissza a szemeknek kisebb volta is. Itt ugyanis a szemek közepes nagysága a legnagyobb szemű kőzetnél is csak $\frac{1}{4}$ mm.-re becsülhető. A vékony *csillámlemezek* némelykor $\frac{1}{2}$ mm. nagyságot is elérnek és kivételesen 1 mm. nagyságú ásványszemek is előfordulnak, de ezek minden valószínűség szerint bemosott szemek.

Ezek közt is vannak *ásványtufák*, amelyeknek fele, vagy felénél nagyobb része apró ásvány. Vannak továbbá *üvegtufák*, amelyekben $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ részre fogyott az ásványos szemek mennyisége.

Itt is vannak a megszaporodó, főleg nem vulkáni quareszemékből álló ásványoktól diagonalisan rétegeissé, némelykor hullámbarázdássá váló tufák is. Hogy az ilyenekben az ásvány és a tufaanyag mennyisége rétegenként szeszélyesen változik, az a dolog természetéből önként következik.

A vulkáni *földpátok* közt vannak vékony pálcikaalakú hasadási darabkák, a (001) és a (010) jó hasadási síkok szerint. Egyébként ezek a földpáttöredékek gyakran zónások. A külső savanyúbb zóna egy esetben *oligoklas-andesin*nek ($Ab_3 An_1$) bizonyult.

Egyik idevaló homokos, agyagos tufában szarvas végződésű fehér üvegszilánkok kb. $\frac{1}{5}$ részét alkotják a kőzetnek. Úgy ezek, valamint az uralkodó ásványszemek $\frac{1}{5}$ mm. nagyságúak, de kivéte-

lesen 1 mm.-nyi szem is előfordul. Az ásványok (*quarc*, *biotit*, *muskovit*, *amphibol*) nagyobbára idegen származásúak. Ezek mellett apró *kristályospala*-, továbbá *rhyolith*morzsa is előfordul. Egyik fehér üveg-zárványt tartalmazó, zónás szerkezetű, tehát bizonyára a dacitból származó földpát magja *andesin-labradorit*nak bizonyult.

A Dumbrava vonulatában a dacittufával kapcsolatos opálos homokkővek is lényegileg megegyeznek az előbbieken a szomszédos előfordulásokról részletesen leírt opálos homokkővekkel. Ezeknek is általános jellegük a feltűnő szegletes szemszerkezet. Vannak köztük nagyon apró szeműek, de gyéren a 646 m.-es tetőtől $\frac{1}{4}$ km.-re északra olyan is, amelyben 3 mm. nagyságú ásványszemek majdnem konglomerátossá teszik a homokkövet. Ebben eocén mészkődarabkák, globigerinás márga, továbbá turmalin is előfordul.

Míg a Dumbrava vonulaton nagyobb tömegben és változatos kifejlődésben van meg a dacittufa, addig tovább délen már csak nagyon gyéren akadunk vékony tufás, márgás rétegekre a feleki homokkőrétegek alján. Így a legfelső tufás, homokos márga vagy agyagrétegnek a nyomát a vadasrétihez hasonló kifejlődésben megtaláltam a D. Simeun ca. 700 m. magasságban, ahol a felületen mállott, agyagos kőzet fordul elő, melynek épebb homokos részében az alárendelt szerepű üveges tufaanyag mikroszkop alatt könnyen felismerhető.

Még tovább D-re Kolozsvár környéke legmagasabb hegyének, az *Árpádesücs*nek (Peana) környén, attól NyD Ny-ra a Szelicsére vezető út árkában és tovább Szelicse község felső végétől $\frac{1}{3}$ km.-re még nagyobb, t. i. 720 m.-es magasságban, ugyanennek az útnak az árkában találtam meg ezt a felső, gyengén tufás márgát és pedig ez utóbbi helyen globigerinák társaságában. Az igaz, hogy a megvizsgált Szelicsei tufás márgában csak vagy $\frac{1}{10}$ rész (150 μ hosszú) a horzsaköves vulkáni anyag, mellyel együtt *quarc* és *mikroclin* földpát is van, de a finom tufaanyag léte a globigerinás márgában kétségtelen.

Összefoglalás.

A Kolozsvártól nyugatra eső tufás terület részletesebb vizsgálatából tehát az tűnik ki, hogy a tufának ezen a nagyon különböző magasságban, sokszor csak szétszakadt vékony cserepekként látható rétegei jól felhasználhatók a vezető kőületek hijával lévő emé, a Békás—Felek vonalában vagy 250 m.-re becsülhető rétegsorozat szintezésére.

Megállapíthatjuk ezek segélyével azt is, hogy Kolozsvár kör-

nyékének középső miocén rétegeiben lévő dacittufák lényegileg egy, nyugalmi idővel megszakított, hosszabb kitörési sorozathoz tartoznak, amelyeknek a kitörési helye a középső miocén tenger nyugati szélén, valahol a Szucsági Kőszegő táján lehetett. Ennek a kitörésnek a kolozsi tufához hasonló explosiós működései voltak, amelyek tekintélyes, helyenként még most is 20 m.-nyi vastagságban látható tufás rétegsorozatot építettek fel. A Hóján, továbbá a Plecska—Monostori erdő vonulat mindkét oldalán, a Nagyoldal tetején, a Vadsrét táján, a Szent János-hegyen és a Dumbrava vonulat jobban feltárt vastagabb tufacsoportjában, részletesebb vizsgálat alapján. egymásnak megfelelő, ugyanazon kitörésből származó sorozatot ismerünk meg, melynek felső tagjai között mindenütt ott van az opálos homokkő is.

Nem egységes, összefüggő, egyenlő vastagságú ez a tufás rétegsorozat. A kitörés kezdetén és a kitörési hely közelében durvább és dacit morzsában gazdagabb az anyaga; távolabb a kitörési központtól pedig finomabb anyag hullott és a kitörés folyamán is nagyjában véve fokozatosan finomabb és üvegesebb anyagok szóródtak ki. Ez azonban csak tágabb értelemben érvényes, mert a Hója szép feltárásában meggyőződhetünk arról, hogy a finomabb, felsőbb rétegek üveges tufái között is vannak alárendelten durvább és ásványban gazdagabb tufás rétegek. A középső miocén medence nyugati szélén levő tufás rétegek nagyobb vastagságát részben az is okozza, hogy ez közvetlen a tenger partján rakódott le, ahol a szárazra hullott és onnan bemosott tufás és nem tufa származású kőzetmorzsák is nagyobb mennyiségben keveredhettek hozzá, mint a parttól távolabb eső helyeken.

De a Ny-i parton is a kitörési hely táján a legvastagabb a tufa. Egészen tiszta dacittufa alig akad. A legtöbb tufában idegen, nagyobbára a kristályospala hegységből származó homokszemek, sőt kőzetmorzsák is előfordulnak, vagy pedig a finomabb tufákban agyagos, márgás részek is vannak a tufás anyaggal keveredve. Ezek globigerinákat gyakran, némelykor nagyobb mennyiségben is tartalmaznak. Sőt vulkáni tufás anyagot egyáltalában nem tartalmazó globigerinás márgarétegek is váltakoznak a tufás rétegekkel. Vannak továbbá olyan tufás rétegek, amelyek nem változatlan állapotban tartalmazzák a kirobbant vulkáni anyagot, hanem amelynek ásványai egészen véve fajsúlyaik szerint vannak összehozva, bizonyára a víz lökő erejénél fogva. Mindebből az következik, hogy az egyes tufás kőzetek anyaga csak részletes mikroskopi vizsgálat útján ismerhető meg és azok vegyi összetétele csak igen nagy óvatosság-

gal használható fel magának az eruptivum tiszta anyagának megítélésére.

A dacittufa kitörések vége felé a nyugati part közelében közbelépő homokkővet opálos forrásokra lehet visszavezetni, amelyek összeragasztották a felületen volt laza homokos lerakódásokat. Az opálos réteg azután nagy ellenálló képességénél fogva védő szerepet játszik és mint feltűnő karakterű, e vidéken mindenütt egy szintet jelző közet jó vezető réteggként szerepel.

Az opálos homokkőben, valamint a tufa felső részével kapcsolatos homokkővekben elég általánosan mészkődarabkák is fordulnak elő, ami arra figyelmeztet, hogy ebben az időben a közelben mészkőből álló száraz is pusztult ezen a vidéken.

Ezek az anyagilag egységes sorozatot alkotó, kisebb megszakításokkal egymásra következő, egy nagyobb kitörési sorozathoz tartozó tufák jelenleg nem egyenlő tengerszín feletti magasságban fordulnak elő. Legmélyebben (470—480 m. magasságban) fekszik a tufa a Hója vonulatban, továbbá a levetődött kisbácsi Farkasvermen (420 m.). A Kőszegőn és Szt.-Pál tetőn (500—520 m.-ben) már valamivel magasabban találjuk. A Monostori erdő, Plecska—Vadas vonulatában azonban fokozatosan felemelkedik a tufás sorozat 480 m.-ről 580 m.-ig, a Dumbrava vonulatban 610 m.-ig. Szelicse felett, a Hójától 10 km.-re D-re pedig már 720 m. magasságban találjuk a dacittufa sorozat legfelső márgás tagját.

Ha tekintetbe vesszük azt, hogy nemcsak a tufa, hanem az alatta levő eocén rétegek, nevezetesen a vékonyságánál fogva jó szintjelzőnek kinálkozó intermediás mészkő is hasonló, vagy még nagyobb szintkülönbséget árul el, (Kőszegőtől délre 480 m., Signiton a Dumbravától É-ra 540 m., Szelicsén, a Havasbükkön 740 m.), akkor azt kell konstatálnunk, hogy a középső miocén tengerpartját alkotó ez a kéregrész erős elmozdulást, *epirogeneticus mozgást* szenvedett a dacittufa vulkánok kitörése óta, melynek eredménye a Felek—szelicsei kiemelkedő táblás vonulat. Ezen mozgás nemcsak a Kolozsvár környékén általános enyhébb ÉK-i irányú dőlésben nyilvánul. Az eocén intermediás rétegek szintmagasságának egybevetése alapján ezen a területen vetődéseket is fel kell tételeznünk. Ezek a rétegek ugyanis a Havasbüкке ÉK-i szegélyén 740 m. magasban vannak meg. Ettől a helytől ÉK-re $\frac{3}{4}$ km.-re a szelicsei erdőőrház felett már 120 m.-el mélyebben találjuk meg a m. kir. Földtani Intézet térképén is feltüntetett intermediás mészkő vonulatot. Egy másik szembevetendő szintkülönbség, amit semmiképpen nem lehet az általános ÉK-i dőléssel megmagyarázni, az, hogy a szász-

fenesi Gorbó-tetőn 565 m. magasságban levő intermediás réteg, ettől a helytől KÉK-re $1\frac{3}{4}$ km. távolságban, a *Galiseren* 490 m. magasán van, ettől ÉÉK-re 3 km-re, a Szamos medrében már 350 m. mélyen találjuk. De az ellenkező irányban is lejt, mert a Galisertől DK-re 2 km.-re, a Szt. János kúttal szembeeső oldalon 450 m. magasán húzódik végig.

Érdekes jelenség, hogy a Kolozsvártól nyugatra eső, egészben véve táblás, nem ráncosodott területen azért mindenütt magasabban van a megfelelő tufaréteg, mint a tőle vagy 21 km.-re K-re eső kolozsi ráncos miocén területen, ahol a III-ik tufás rétegcsoport a várostól DNy-ra eső legmagasabb kúpon is csak 451 m. magasságot ér el. Ebből arra kell következtetnünk, hogy a kolozsi erősen ráncosodott terület tulajdonképp süllyedő területet jelent, hogy a ráncosodás süllyedéssel állott kapcsolatban. A kolozsvárvidéki dacittufákat a kolozsiakkal biztosabb kapcsolatba hozni majd csak a közbülső terület áttanulmányozása után lesz helyén. Az egyes tufás rétegek jellegei alapján most még csak mint valószínűt állíthatom, hogy az idevaló tufák a kolozsi II-ik és III-ik sorozatnak látszanak megfelelni. A dacittufákon kívül, ezeknél mélyebb szinten, a katonatemető ráncos rétegei között egy pár cm. vastag amphibolandesit tufaréteg is előfordul, jóval tisztább eruptívus anyaggal, mint a dacittufáé. Ez egészben véve a balázsfalvi amphibolandesittufával egyezik meg és azzal együtt az Erdélyi Érchegység amphibolandesit kitöréseivel látszik kapcsolatban állani. Ezek a medence szegélyétől távolabb, az idegen anyagok bekeveredéseitől mentesek maradtak.

A dacittufáknak részletesebb tanulmányozását a tisztán tudományos érdekeken kívül ezeknek, mint *trassanyag*nak gyakorlati felhasználhatósága is indokoltá teszi.

Ezekből a tufatanulmányokból kitűnik az is, hogy a sarmata homokkőnek jóval nagyobb az elterjedése, mint eddig tudtuk és hogy ennek rétegei közt is vannak globigerinás márgák. A vizet átteresztő sarmata homokkőréteg az alatta levő, át nem eresztő márgás, agyagos rétegek ellágyult, sikamlóssá vált felületén a kéregmozgás folytán kiemelkedő helyzetükből a mélyebb helyekre csúsznak, nagyobb szakadásokkal kapcsolatban a *solifluctioi jelenségek* gyönyörű példáit hozzák létre. Ezek a szabályosan megismétlődő lépcsős, lecsúszott sorozatok minden valószínűség szerint vetődéseket is takarnak.

A Nagyhugyin „trachyt“-jának közettani vizsgálata

Írta: Dr. FERENCZI ISTVÁN egyetemi tanársegéd.

„Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei“ című, nagybecsű munkájának 1900-ban megjelent II-ik kötetében (Neogén csoport) külön fejezetben foglalkozik Dr. KOCH ANTAL professor a medence szélein levő harmadkori effusiv képződményekkel is. Ezeket a képződményeket ő 5 csoportba osztja¹ és pedig „1. a liparitok v. quaretrachytok, 2. a trachytok, 3. a dacitok v. quarcandesitek, 4. andesitek, 5. bazaltok családja.“ A felsorolt beosztás azt bizonyítja, hogy Dr. KOCH professor itt a trachyt nevet nem a régi, HAUY-tól származó értelmében, hanem a ROSENBUSCH által körülírt szűkebb fogalomként használja, ami által a modern irodalom joggal idézheti ezt az adatot. ROSENBUSCH H. „Physiographie“-jának II-ik kiadásában² (1887.) s a II. kiadásban levő szöveggel megegyezően az újabb kiadásokban³ is a hypersthenandesitek tárgyalásánál dioritporphyrites típusú dacitokhoz hajló andesitekről ír a „Hugyusvölgy“-ből és a Ciblesről [„ solche (d. h. Andesite) vom Hugyustale und vom Cibles den dioritporphyritischen Habitus gewisser Dacite besitzen . . . “]. A „Hugyusthal“ elnevezés valószínűen a Hugyin csúcs-ról lefutó patakok valamelyikére vonatkozik. Az andesitek tárgyalását megelőző irodalom idevonatkozó részének áttanulmányozása nem derített világosságot, hogy ezt a nevet ROSENBUSCH honnan vette át, minthogy azonban a Ciblessel kapcsolatban csakis erre vonatkozhatik, bizonyosnak kell tartanunk, hogy a fenti sorokban a Hugyin kőzetéről van szó. Minthogy azonban a syenites magma neoeffusios kifejlődésű kőzeteit ezideig még sehonnan se

¹ Dr. KOCH A.: Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei. II. Neogén csoport. Budapest, 1900. p. 201.

² H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. II. Aufl. 1887. p. 677.

³ H. ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie etc. III. Aufl. p. 895. és. IV. Aufl. p. 1075.

ismerjük Erdély területéről s így egyrészt a Dr. KOCH munkájában levő adat látszik kétségesnek, másrészt pedig ROSENBUSCH munkájában találunk ellentmondó adatot, professorom Dr. SZÁDECZKY GYULA e. ny. r. tanár úr azzal a feladattal bízott meg, vizsgáljam meg a Dr. KOCH professor munkájában leírt „trachyt”-előfordulások legfontosabbikának, a Nagyhugyinnak kőzetét s helyesbítsem az esetleges tévedéseket.

* * *

A *trachyt* nevet kőzetfaj megjelölésére HAUY apát használta először, aki ezzel a névvel csak a külső megjelenését akarta jelölni mindazoknak a kőzeteknek, amelyek rendesen érdes, porózus természetűek, világos színűek, alacsonyabb tömörségük révén meglehetősen elűtnek a sötétebb, tömörebb, nagyobb tömörségű bazaltos kőzetektől. Ebben az értelemben használja az olivint nem tartalmazó harmadkori effusios kőzetek megjelölésére a *trachyt* nevet dr. SZABÓ JÓZSEF is. Az ő iskolájának hatására vezethető vissza az, hogy igen sok tankönyvünk, népszerű munkánk beszél még manapság is „*trachyt*”-hegyekről, holott, ha egyáltalában van is a mai értelemben vett *trachyt*unk, az semmiesetre se jelentős, hegységalkotó szerepű, legfeljebb 'kis területre terjedő lokális jelenség. Ugyanis *trachyt* névvel ROSENBUSCH¹ legújabb meghatározása szerint a fenti kőzeteknek csak egy kisebb csoportját jelöljük, amennyiben ROSENBUSCH csak azokat a *neovulkános kiömlési* kőzeteket illeti a *trachyt* névvel, amelyeknek világos-sötétszürke, sárgás, vörhenyes vagy vöröses, sűrű alapanyagában lényeges ásványként *alkáli földpát* és *CaNa-földpát* van porphyrosan kiválva, ezek mellett szórványosan *biotit*, esetleg *barna amphibol*, ritkán *pyroxen* van jelen. Ezen körülírással a *trachyt* eléggé jól elhatárolható kőzetcsalád a *rhyolith*, *dacit* és *andesit* kőzetcsaládokkal szemben, amelyek mind benne foglaltattak a régi értelemben vett *trachyt* névben.

Dr. KOCH szerint a „*trachyt*”-oknak Erdélyben való előfordulása igen csekély, a szerinte igen kis mennyiségben szereplő *rhyolithok*-nál sokkal gyérebben fordulnak elő. Saját észleletei² alapján a járai havasok K-i lejtőjéről, Ivánfalva (Cacova) mellől említ erősen elváltozott „*trachyt*”-ot, amelynek kissé kaolinos, egyébként a kiskapui Kőveshegy *rhyolith*jához hasonló alapanyagában *quarcot* nem talált, a bomlott földpátok is kihullottak a kőzetből. Másik „*trachyt*”-elő-

¹ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre. 1910. . . 339. o.

² Idézett munka 406. o.

fordulás a Dr. PÁLFY MÓR¹ által leírt, a Gyalui havasokban, a Rekető völgyében levő dobrusi erdőházon felül, a Crucea (Kereszt) hegy Ny-i lábánál levő telér volna, amelynek sárgásfehér, igen mállott kőzetében fénylő földpátlapocskák mellett quare kristályokat említ Dr. PÁLFY. E két előfordulás kőzete közül a legnagyobb valószínűséggel egyik se trachyt, az ivánfalvi kőzetet mállott andesitnek, a dobrusi telér kőzetét pedig dacitnak vagy rhyolithnak tartom, aminthogy erre vallanak a m. kir. Földtani Intézet e területekről való térképlapjai is,² amelyeket Dr. KOCH ANTAL és Dr. PÁLFY MÓR vettek fel s amelyekben már nyoma sincs a „trachyt“ jelzéseknek, hiszen az eredeti közleményeikben maga Dr. KOCH³ és Dr. PÁLFY⁴ is a kvaretrachytok között tárgyalja a fenti két előfordulás kőzetét. Valószínűbbnek látszik a Dr. ATHANASIU SAVA⁵ leírása alapján ismertett trachyttufa előfordulás a Kelemen hegység ÉK-i szegélyén levő Dragojásza patakból, amely trachyttufában biotittrachyt és phonolithos trachyt is előfordulna zárványként Dr. ATHANASIU szerint. Legtekintélyesebb előfordulása az erdélyi „trachyt“-oknak Dr. KOCH szerint a láposi hegység Nagyhugyin nevű kúpján (a Ciblestől légvonalban 10 km.-re ÉNy-ra) van, amelyet a Láposi hegységet feldolgozó Dr. PRIMICS GYÖRGY⁶ leírása alapján részletesen is ismertet. Én egyelőre ezzel az előfordulással foglalkozom ebben a dolgozatomban, amely előfordulásnak eredeti, Dr. PRIMICS gyűjtéséből származó két példányát [(16.) VIII. 154 és (15.) VIII. 155. leltári számúak] az Erdélyi Nemzeti Múzeum Ásványtárának kőzetgyűjteményében megtaláltam. Vizsgálataimnál aztán felhasználtam még intézeti elődöm, Dr. PAPP SIMON geologusmérnök úr gyűjtéséből e helyről származó két (39. és 40. számú) kőzetpéldányt is, úgy, hogy bár a jelenlegi nehéz közlekedési viszonyok miatt magam nem gyűjthettem anyagot a helyszínén s az előfordulási viszonyokat se figyelhettem meg, mégis valószínűnek látszott az, hogy a valóságot legalább is

¹ Idézett munka 206. o.

² Magura, 19. zóna, XXVIII. Rovat. Geologiailag fölvevették Dr. PÁLFY MÓR és Dr. PRIMICS GYÖRGY 1905. és Torda vidéke 19. zóna, XXIX. Rovat. Fölvette Dr. KOCH ANTAL 1886.

³ Jelentés Torda-aranyosmegye Tordától Ny-ra eső területének 1887. nyarán végzett földtani részletes fölvételéről. Dr. KOCH ANTAL. (M. kir. Földtani Intézet Évi jelentése 1887-ről. 48. o.)

⁴ Dr. PÁLFY MÓR: A Hideg és Melegszaamos környékének geológiai viszonyai. (M. kir. Földtani Intézet Évi jelentése 1896-ról. 75. o.)

⁵ KOCH idézett munkája: 206. o.

⁶ Dr. PRIMICS GYÖRGY: A Láposhegység trachytos kőzetei. Földtani Közlemény, 1886. 167. o.

jól megközelítő lesz a vizsgálat eredménye. A megvizsgált 4 kőzetpéldány ugyanis a Nagyhugyinnak 4 különböző pontjáról származik és pedig a Dr. PRIMICS-féle (16) VIII. 154 jelzésű a K-i oldalról, a (15) VIII. 155. jelzésű a csúcsról magáról, a Dr. PAPP SIMON által gyűjtött 39. számú példány a K-i oldalról 1300—1400 m. közötti magasságból, a 40. számú példány lelőhelyének jelzése „a csúcstól kissé DNy-ra”. Az előfordulási viszonyokra vonatkozóan Dr. PRIMICS azt írja, hogy „a Nagyhugyin 1612 m. magas, boglyaalakú kúpja . . . kárpáti homokkőből emelkedik ki.

* * *

Mind a 4 kőzetpéldány világosszürke színű, homokkő képű, igen aprón szemcsés kőzet, amelyekben kézi nagyítóval is alig látszik egy-két apró földpátléc vagy feketén fénylő biotitlemezke. Volt még a kőzetben egy nagyobb, 4—5 mm. nagyságú kristályokban kivált színes ásvány is, amely épen a csúcsról származó példányban [(15) VIII. 155] volt legnagyobb mennyiségben jelen, az eredeti (egyes foltjaiban *amphibol*ra, a másokban *biotit*ra emlékeztető alakú) ásvány helyét azonban rozsdabarna-fekete foltok jelölik. Főlemlíti Dr. PRIMICS a Nagyhugyin kőzetéről azt is, hogy nagyon ritkán gránátszemek is megjelennek a kőzetben, a vizsgált példányok egyikében tényleg láttam egy kb. 2 mm.-nyi átmérőjű vöröses gránátszemet, a vizsgált esiszolatokba azonban, sajnos, nem került belőle. A Dr. PAPP SIMON által gyűjtött két példány és a Dr. PRIMICS-féle egyik darab elég üde a Dr. PRIMICS-féle 2-ik példányhoz képest, amelyet apró vöröses barna rozsdafoltok is tarkáznak.

Mikroszkopos vizsgálat. Mikroszkop alatt *quarc*, egyhajlású földpát (*orthoklas*, *sanidin*), savanyúbb fajta *plagioklasok*, *biotit*, *magnetit*, *apatit*, *rutil*, *zirkon*, *limonit* és *chlorit* jelenlétét állapítottam meg e kőzetekben.

Az I. generatio salicus ásványai között legkevesebb a *quarc*, amelynek legnagyobb szemei is alig érik el a 0.3—0.4 mm nagyságot. Jól kifejlődött, porphyros *quarc* egyáltalában nincs e kőzetekben, egy pár nagyobb quareszemecske azonban elég jó idiomorph kristály, igen ritkán kettős iker is van közöttük. Zárványa rendszeren igen sok van, apró (30—40 μ -os) apatittú főleg, ritkábban kevés, libellás. folyadékzárvány, biotit, a quarcéval rendszeren megegyező fénytörésű, közel párhuzamosan sötétedő, ikerlemezes földpátkristály.

Igen fontos az I. generatio salicus ásványai között az egyhajlású földpátok jelenléte. Viszonylagos mennyiségük jóval nagyobb a quarcénál, az összes salicus ásványoknak $\frac{1}{5}$ -e egyhajlású földpát.

Nagyságuk a quarcokéval megegyező, legnagyobb egyénük 0.4 mm.-t is eléri. Alakjuk a legtöbb esetben kevésbé jó idiomorph alak, amely az „a” tengely irányában kissé megnyúlt. Ikerképződésük mindig a karlsbadi törvény szerinti, mindig két egyénből állanak. Optikai tulajdonságaik: alacsony (a quarc ω -jánál minden irányban kisebb) fénytörés, a 35 μ -os csiszolatban elsőrendű szürkéig emelkedő kettősfénytörési szín, n_p -re \perp metszetekben 0° , n_g -re \perp 5° extinctio közös tulajdonsága a jelenlevő kétféle egyhajlású földpátnak, a szorosabb értelemben vett *orthoklas*nak és a *sanidin*nek, amelyeket a tengelysík és ikersík egymáshoz viszonyított helyzete alapján különítettem el. Egyes, ritka esetekben a két sík \perp egymásra, amikor is *orthoklassal* van dolgunk, míg az esetek legnagyobb részében \parallel a két sík, ami a *sanidin* jelenléte mellett bizonyít. A sanidinek tengelyszöge igen kicsi, n_p -re \perp metszetben alighogy szétválík. Zárvényaik rendszeren quarc szemek és apatitúk.

Legfontosabb szerepe a kőzet első generációból származó ásványai között a *plagioklas* földpátoknak van. Egyes egyéneik az 1 mm nagyságot is eléri, bár a legtöbbnek nagysága ezeknél is csak 0.5—0.6 mm között mozog, viszonylagos mennyiségük pedig $\frac{1}{5}$ -e az I. generatio ásványainak. Alakjuk ezeknek is megnyúlt az „a” tengely irányában. Ikerképződést igen ritkán észleltem, rendszeren két egyénből álló ikrek a karlsbadi törvény szerint. Optikai viselkedésük alapján (a quarcénál minden metszetben kissé erősebb fénytörés, a 35 μ -os csiszolatban elsőrendű világossárgáig emelkedő kettős törési szín) a majdnem mindig zónás földpátok legbelső magva *labrador* (esetleg *labrador-bytownit*ig is súlyedő bázisosabb földpát, n_g -re \perp -en 34° , n_p -re \perp metszetben 60° extinctióval), amelyet fokozatosan savanyúbb burkok vesznek körül. A legsavanyúbb mért zóna (n_g -re \perp metszetben 7° , n_p -re \perp -esen 85°) extinctiója *oligoklas* jelenlétét bizonyítja. A zónás földpátok rendszeren isomorph zónások. Egyes esetekben, de csakis a bázisos belső mag körül, ismétlődését is észleltem a zónáknak. Az ismétlődő zónák közti extinctio különbség n_g -re \perp metszetben is alig pár fok. Zárvényük a legtöbb esetben quarc szem, meglehetősen sok apró apatitú. Egy esetben biotitot is találtam a plagioklas földpátban zárványként.

Színes ásványa a kőzetnek csupán a *biotit*, amely 0.3—0.4 mm-es egyes lemezekben és a csúcsról származó példány csiszolataiban 0.6 mm-es mállott csomókban is előfordul. Rendszeren bomlófélben vannak a biotitok, pleochroismusuk gyenge ezen esetekben, azonban teljesen üdék is vannak közöttük, amelyeknek n_g és n_m = sötét sárgásbarna, sötét dohánybarna, n_p = világossárga

színekben való pleochroismusa barna biotitra, *meroxénre* vall. n_p -re \perp metszetében kis tengelyszöget látunk, amelynek nagysága $10-15^\circ$ közti lehet. Zárványai főleg magnetit szemcsék, apatit és rutil tűk, átalakulási termékei pedig halványzöldes, alig észlelhető pleochroismusú *chlorit*-féle halmazok és magnetit. A biotit összes mennyisége alig éri el az I. generatio ásványainak $\frac{1}{5}$ -ét.

Járolékos ásványa e kőzeteknek az *apatit*, amely aránylag igen nagy mennyiségben van jelen, zárványként az összes előbbi ásványokban előfordul apró kis tűk alakjában, azonban $100-150 \mu$ -os jól kifejlődött kristályt is észleltem pár esetben. *Rutil* és kevés *zirkon* is van e kőzetben, rendszeren zárványként és pedig a rutil mindig tűalakú kis egyénekként, a zirkon apró, zömök oszlopokban.

Érce a kőzetnek *magnetit*, ami helyenként kissé *limonitosodik* is. Szemnagysága 0.4 mm -t is eléri.

A kőzet *alapanyaga* teljesen átkristályosodott, *mikrogránitos*, amelyben a szemek nagysága 100μ -t is eléri. Majdnem $\frac{3}{4}$ -e apró apatittű-zárványos *quarc* egyén, amelyek mellett kiesiny a rendszeren többszörös ikersávós, ritkán zónás kis földpátlemezekék szerepe. Ez utóbbiaknak legnagyobb elsötétedése 10° -ig megy fel, tehát jóval savanyúbbak, mint az I. generatio földpátjai. egyes esetekben gyengébb fénytörésűek is a környező quarcsemekeknél, ami az *albit*—*albit-oligoklas*-féle földpátok jelenléte mellett bizonyít. *Orthoklas* csak elvétve van az alapanyagban.

A kőzet felépítésében szereplő mindezen alkotórész olyan sajátosságos *panidiomorph* szemcsésre emlékeztető szövettel kapcsolódik egymáshoz, amely már átmenetet képez a *holokristályos*—*porphyros* szövethez. Ez a szövet arra enged következtetni, hogy nem effusios, hanem hypabyssicus kőzettel van dolgunk.

Petrochemiai vizsgálat. A petrographiai eredmények kiegészítésére meganalysáltam a Nagyhugyin kőzetét és pedig olyanformán, hogy a 3 épebb [39 és 40 Dr. PAPP, (15) VIII. 155. Dr. PRIMICS] példányból egyenlően vettem anyagot az elemzésre. Az elemzési eredményeket OSANN¹ módszere szerint át is számítottam, az így nyert értékek a következők:

| | Eredeti elemzés | Molecula % |
|--|-----------------|------------|
| SiO ₂ | 71.26% | 77.85% |
| Al ₂ O ₃ | 12.89 „ | 8.29 „ |

¹ A. OSANN: Versuch einer chemischen Classification der Eruptivgesteine II. Ergussgesteine és III. Ganggesteine, (Tschermak's Min et Petr. Mitteilungen. 1901., 1902.)

| | | |
|--------------------------------|--------|---------|
| Fe ₂ O ₃ | 1.85% | —% |
| FeO | 1.50 „ | 2.87 „ |
| MgO | 0.47 „ | 0.77 „ |
| CaO | 2.61 „ | 3.05 „ |
| Na ₂ O | 5.43 „ | 5.75 „ |
| K ₂ O | 2.04 „ | 1.42 „ |
| Izzítási vesztl. | 1.39 „ | — |
| Összesen | 99.44% | 100.00% |

| | | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|-----|---|-----|-----|------|
| s | A | C | F | a | c | f | n | sor | k |
| 77.85 | 7.17 | 1.12 | 5.57 | 10.5 | 1.5 | 8 | 8.0 | α | 1.53 |

Az OSANN²-féle új értékek pedig a következők:

$$SAlF = 25.5, 2.5, 2.0$$

$$AlCAk = 13.5, 5, 11.5$$

$$NK = 8.0$$

$$MC = 2.0$$

A fenti értékekből az tűnik ki, hogy a Nagyhugyin közete OSANN rendszerében különleges helyet foglal el: igen sok közethez áll közel bizonyos értékeiben, de jól meg nem egyezik egyikkel se. A legfontosabb a, c, f értékek alapján a kiömlési kőzetek közül a Ziegenberg typust jellemző 90. sz. *phonolith*tal (Ziegenberg, Böhmisches Mittelgebirge) egyezik, ennél azonban jóval kisebb (65.89) az s értéke. Némileg hasonlítanak értékei a Garkenholz typusba tartozó 51. számú *trachyt*éhoz (Hartenfels, Westerwald) s még legközelebb állanak a Mühlental typusba tartozó 31. számú *liparit*éihez (Lan Biang, Szumatra). A telérkőzetek csoportjában hasonlóan különlegesen álló kőzet, értékei eléggé közel állanak a Copper Creek Basin typusba tartozó 17. sz. *syenitporphyr*éhoz, viszont eléggé jól egyeznek a typust jellemző 61. sz. *gránitaplité*val (Ornö, Stockholm) s végül a 67. sz. *alsbachit* (Melibocus, Odenwald) értékeihez is hajlanak.

Az OSANN-féle új értékek azonban mársokkal jobban kifejezik a Nagyhugyin kőzetének minőségét. A SAlF viszony alapján ugyanis *gránitok*, *liparitok* és egy *alsbachit* társaságába kerül a kőzet és pedig a többi értékeket is összevetve, legjobban az 1147. sz. melibocus-i *alsbachit*tal (SiO₂ = 74.13%) egyezik meg és a 483. sz. hlidarfjall-i *liparit*tal hozható rokonságba, az AlCAk viszony alapján pedig az 502. sz. *liparit* (dacit) Namshraup, értékeihez is közel áll.

² A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. 1913.

| | Alsbachit (Melibocus), | Liparit (Hlidarfjall), | Liparit (Dacit) Namshraun |
|----------|------------------------|------------------------|---------------------------|
| SAIF = | 25.5, 2.5, 2 | 25.5, 2.5, 2 | 23, 3.5, 3.5 |
| AlCAlk = | 15, 3.5, 11.5 | 14.5, 5, 10.5 | 13.5, 5, 11.5 |
| NK = | 7.6 | 6.6 | 6.7 |
| MC = | 1.7 | 0.8 | 3.6 |

* * *

A petrographiai és a petrochemiai vizsgálatok eredményeiből ezek után megállapíthatom azt, hogy a Nagyhugyin kőzete nem effusios kőzet, tehát nem trachyt, de ahhoz vegyi összetételben igen közel álló hypabyssicus kifejlődésű kőzet. A szövet semmiesetre sem effusios kőzet szövete. A leírt sajátosságos szövet arra vall, hogy nagyobb tömeg szélén, de fedő alatt kristályosodott ki a kőzet. Anyagát tekintve pedig, amint fentebb is láttuk, a gránitos és a syenites magma határán áll a Nagyhugyin eruptiójának kőzete, némileg azonban a dioritos magma felé is hajlik. A szövet által megokolt hypabyssicus kifejlődést tekintve átmenetet képez tehát a *gránitporphyr* és *syenitporphyr* között, mint-hogy azonban a kissé magas SiO_2 tartalmát én kis mértékű magmaticus differentialisódás eredményének tartom s minthogy a szövet se kifejezetten porphyros szövet, legmegfelelőbben a *gránitaplítok alsbachit* fajtájával azonosíthatnám kőzetünket. A kérdés végleges eldöntésénél szükséges dolog volna természetesen a helyszíni viszonyok ismerete is. De ha tényleg volt is effusios része a Nagyhugyin kitörésének, az se lehetett semmiesetre se trachyt, hanem *plagioklas rhyolith* vagy *rhyolithos dacit*, amelyekben egyesítve van a gránitos és a dioritos magmához való hajlás s az AlCAlk viszonynak megfelelően a syenites magmával való rokonság is.

Dolgozatom befejeztével kedves kötelességem őszinte köszönetet kifejezni szeretett professoromnak, Dr. SZÁDECZKY GYULA e. ny. r. tanár úrnak, hogy erre az érdekes témára figyelmemet felhívni s annak feldolgozásával megbízni, feldolgozás közben jóakarató útmutatásaival ellátni szíves volt. Hálás köszönetem illeti továbbá Dr. PAPP SIMON geologusmérnök urat, hogy az általa gyűjtött anyag feldolgozását részemre szíves készséggel átengedte.

MÚZEUMI FÜZETEK

MITTEILUNGEN AUS DER MINERALOGISCH- GEOLOGISCHEN SAMMLUNG DES SIEBENBÜRGISCHEN NATIONALMUSEUMS.

REDIGIERT VON DR. JULIUS von SZÁDECZKY.

III. Bd.

1916.

Nr. 2.

Cuprit, Azurit und Malachit von Bélavár, Torda-Aranyoser Komitat.

Von: DR. SIEGMUND von SZENTPÉTERY.

Auf einem meiner Ausflüge, die ich im Sommer 1913 in der Gegend von Alsószolcsva unternahm, gelangte ich auch auf das Gebiet der Gemeinde Bélavár, wo westlich vom Dorfe im *Valea Ursului*, am Fusse des Gyalu Mik kupferhältige Mineralien vorkommen. Da ich dem unangenehmen, regnerischen Wetter zum Trotz ziemlich viel Material sammelte, so will ich im Folgenden kurz über dieses, bisher in der Literatur nicht bekannte Vorkommen berichten.

Das Vorkommen befindet sich in kristallinem Schiefer, der gerade an dieser Stelle ausserordentlich stark zerklüftet und so sehr zersetzt ist, dass seine ursprüngliche Natur meist nur auf Grund von Untersuchungen im Laboratorium feststellbar ist. Derartige Untersuchungen zeigen, dass hier graphitreiche Schiefer vorherrschen: Graphitschiefer, Muskovitschiefer mit Graphit, sowie graphitführender Glimmerquarzit; aber es kommen auch reiner Muskovitglimmerschiefer und Quarzit vor. In der Nähe der erwähnten Fundstelle sammelte ich Quarzit und kristallinen Kalk, welche sehr steil: durchschnittlich unter 50°—80° gegen NW fallen. LUDWIG ROTH von TELEGD erwähnt in seinem geologischen Aufnahmebericht aus dem Jahre 1899¹ in dieser Gegend vorkommenden „graphit — und glimmerreichen Quarzit“, „serizitischen Schiefer“ „granathältigen Gneis“, welche unter 75° gegen WNW fallen, aus dem nahen Valea Szegás dagegen beschreibt er „serizitischen Granatglimmerschiefer“ und „amphibolhaltigen Glimmergneis“.

¹ 1899-er Jahresbericht der k. ung. geolog. Reichsanstalt. P. 61—62. Budapest.

In den gesammelten Gesteinsexemplaren ist ausser sehr reichlichem *Limonit* der *Malachit* am stärksten vertreten, *Azurit* ist schon bedeutend weniger und *Cuprit* mit freiem Auge nur bei genauer Untersuchung gerade noch feststellbar.

Der *Cuprit* ist zum grössten Teile in Karbonate so sehr umgewandelt, dass er manchmal nur in Form einzelner zerrissener Äderchen in den Malachithaufen oder — schichten sichtbar ist. Seine Ausbildung ist im allgemeinen sehr feinkörnig, oder derb. Insbesondere an der Oberfläche ist er umgewandelt, was sich vornehmlich an einzelnen traubenförmigen Malachitklumpen gut beobachten lässt, an denen nach Abbröckelung der obersten Teile meistens sogleich die stark metalligrote Farbe des *Cuprit* erscheint. Der *Cuprit* bildete sich also ursprünglich auch in Trauben — oder Blumenform (Kupferblumen). Auch der Fall kommt vor, dass der *Cuprit* in *Azurit*klumpen eingebettet liegt. Im Innern eines höchst interessanten kleinen Nestes ist der winzige *Cuprit*kern noch zu erkennen; derselbe wird von *Azurit* umgeben, dieser wieder von *Malachit* und das ganze ist von *Limonit* eingehüllt. Jedoch in den meisten Fällen berührt sich der *Malachit* mit dem *Cuprit*.

Unter dem Mikroskop finden wir in den mannigfaltig gestalteten, lebhaft karminrot oder kupferrot gefärbten *Cuprit*partien auch ziemlich viel *Chalkopyrit*, in Form von sehr stark metallglänzenden rötlichgelben Körnern. Die körnige Beschaffenheit des *Cuprit* ist unter dem Mikroskop nur an wenigen Stellen wahrnehmbar, meistens erscheint er als ein ineinanderfliessendes vielverzweigtes Gebilde. In den Lücken des an grösseren Stellen zusammenhängenden *Cuprit* befinden sich auch *Azurit*kristalle, an den meisten Stellen aber füllt *Malachit* diese Lücken aus, welche letzterer auch die aus *Cuprit* bestehenden Partien umgibt. Es ist bemerkenswert, dass der *Cuprit* häufig auch in Gesellschaft von *Magnetit* vorkommt, teils in der Art, dass der *Magnetit* stellenweise vorherrscht und der *Cuprit* in ihm nur in Form von verstreuten Körnern zu sehen ist, teils umgekehrt. Letzteres ist der häufigere Fall. Zwischen dem *Cuprit* und dem in ihm befindlichen *Magnetit*korn befindet sich manchmal auch eine dünne *Malachit*membrane. Noch häufiger findet man den *Cuprit* in sehr inniger Verbindung mit *Limonit* (Ziegelerz).

Wo der *Cuprit* in grösserer Menge vorkommt, dort schliesst er auch Bestandteile des kristallinen Schiefers in sich ein.

Der *Azurit* bildete sich in den meisten Fällen in den Hohlräumen, die in diesen Gesteinen sehr häufig sind; er ist an die Wände dieser Geoden angewachsen und erfüllt sie teilweise oder

ganz. Was sein Vorkommen betrifft, ist das das Wesentliche, dass er mit wenigen Ausnahmen stets in Form von Kristallen auftritt, deren Grösse aber in der Regel nur unter dem Mikroskope zu messen ist und 1 mm. nur selten erreicht. Die Kristalle, besonders die kleinen, sind so dicht neben einander, dass die einzelnen Individuen makroskopisch nicht auszunehmen sind. Die grösseren, stark glitzern- den sind vielfach miteinander verwachsen, dann meist zu trauben- förmigen Aggregaten, welche sich von dem aus ungefähr gleich grossen Kristallen bestehenden Überzug des Hohlraumes abheben. Sehr interessant sind die den Azurithaufen aufsitzenden kleinen Malachitkügelchen, welche stellenweise an der Oberfläche so zahl- reich auftreten, dass sie den Azurit ganz bedecken. Der Azurit kommt auch in dem schwammigen, zelligen Limonit vor, wo er hauptsächlich aus isolierten, gleichsam eingewachsenen Kristallhaufen besteht, die oft mit geringer Mühe frei gemacht werden können. An solchen Stellen findet man die bestausgebildeten und auch optisch am leichtesten untersuchbaren Kriställchen.

Ausser dem Vorkommen in Drusenform findet sich der Azurit noch in vielerlei Gestalt; so in einem Muskovitquarzitexemplare in Form von kreuz und quer gehenden dünnen Adern, stellenweise nur im Innern der Äderchen sichtbar, während der äusserer Teil der Adern aus Malachit besteht; in anderem Falle jedoch fast die ganze, oder die ganze Aderausfüllung in Malachit umgewandelt ist. An solchen Stellen ist der Azurit am feinkörnigsten. Interessant ist an einer Stelle sein Verhältnis zum Magnetit, mit dem er förmlich verwachsen ist, in der Art, dass in den Lücken des zusammenhän- genden Magnetits nur ganz kleine Teile der auf Strecken von 0.2—0.6 mm. gleichzeitig auslöschenden Azuritkristalle sichtbar werden. Daneben befinden sich ziegelerz-artige Cupritreste. Anders- wo herrscht der Azurit vor, der Magnetit dagegen findet sich in ihm in sehr kleinen, dicht gedrängten Körnern; wenig Ziegelerz fehlt auch hier nicht. In einem Gesteinsexemplar bildet der Azurit das Bindemittel zwischen den zertrümmerten Mineralien des Gesteines, hier kommen auch von Cuprit umgebene Chalkopyritkörner vor.

Der Azurit ist makroskopisch dunkelblau oder schwärzlichblau, besonders dort, wo der Beschlag des Hohlraumes aus ganz kleinen Kristallen besteht; wo die Kristalle etwas grösser sind, dort sind sie heller blau und durchscheinend. Unter dem Mikroskop ist er stark blau, nur dort, wo die Umwandlung in Malachit beginnt, blasser, sogar von grünlichblauer Farbe. Die Kristalle sind vornehmlich zu breiteren Plättchen, oder fast isometrischen Körnern ausgebildet, beson-

ders dort, wo sie in Limonit eingebettet vorkommen. Wo der Azurit sich in Geoden gebildet hat, dort bekleidet er in Form von dünneren Platten im Grossen und Ganzen strahlenförmig die Höhlung. Bei der Ausfüllung der kleinen Geoden kommt auch der Fall vor, dass die von radial gestellten Plättchen umgebene Höhlung ganz ausgefüllt ist, u. zw. von einem, oder mehreren Kristallen. Zuweilen tritt der Azurit auch in Gestalt sehr dünner nadelförmiger Fäden und Fasern auf und diese meist winzigen Kriställchen bilden miteinander verwoben sehr mannigfaltige, unregelmässige Haufen von Sphärolithen. Endlich kommt er sehr spärlich in unendlich kleinen Körnern, förmlich erdig, vor.

In den zuletzt erwähnten Fällen ist der Azurit überall in Umwandlung begriffen und wahrscheinlich steht sein Zerfall in dünne Fäden, Fasern und kleine Körner gerade mit der Umwandlung in Malachit im Zusammenhang. So kann man z. B. stellenweise gut sehen, dass grössere Azuritkörner an den Rändern zerfasern und in faserigen Malachit übergehen.

Bei all diesen Vorkommen ist die Gestalt des Azurit sogar in den bestausgebildeten Kristallen nicht idiomorph, in den Drusen sind die in den Hohlraum eindringenden Enden noch ziemlich gut begrenzt, aber sonstwo sind sie schon wegen der vielfachen Verwachsung von unregelmässiger Gestalt. Noch am ehesten nähert er sich idiomorpher Gestalt an solchen vereinzelter Stellen, wo in der erwähnten drusigen Ausbildung in dem von radial gestellten Plättchen umgebenen Hohlraum ein einziger Kristall sich entwickelte. Derartige Kristalle bilden gedrungene Säulen, zuweilen mit Endflächen. Bei den vielfachen Verwachsungen ist keine Regelmässigkeit feststellbar, die Verwachsungsfläche ist in den meisten Fällen unregelmässig gekrümmt, gebogen, nur vereinzelt gerade; diese gerade Verwachsungslinie ist in einigen bestimmbarer Fällen parallel zu n_m . Der Pleochroismus ist ziemlich stark: n_g = violettblau, n_m = hellblau, n_p = dunklerblau. Die Doppelbrechungsfarbe ist recht hoch, im normalen 30 μ dicken Dünnschliff geht sie in Schnitten normal zu n_g bis zum Grün II-ter Ordnung ($n_m - n_p$ ist also ca 0.025), in Schnitten normal zu n_p , aber bis zum Grünlichblau III-er Ordnung ($n_g - n_m$ ist also ca 0.040—0.45) hinauf. Die höchste Doppelbrechungsfarbe (senkrecht zu n_m) ist höher als die Farben IV-ter Ordnung und war nicht näher zu bestimmen.

Der Malachit ist, im Gegensatz zum Azurit, meistens von kryptokristallinem Aufbau, in grösseren, makroskopisch sichtbaren Kristallen überhaupt nicht zu finden. An Quantität übertrifft den

Cuprit und Azurit um das Vielfache. Seine gewöhnliche Erscheinungsform ist die, dass er den Cuprit und Azurit überzieht, auf deren Oberfläche er entweder eine sehr feine Rinde bildet, oder auf dieselben in verschiedenen Pseudomorphosen: stengelig, vielästig, nierenförmig oder kugelig aufgewachsen ist. Oft erscheint er auch in Form von Schichtchen, konkordant mit der Schichtung des Muttergesteines, häufiger in verschieden gerichteten Adern, an deren Treffpunkten er sich zu grösseren Aggregaten anhäuft.

Sein mikroskopisches Bild ist sehr abwechslungsreich. Meistens ist er von sehr dichter Struktur, nur mit den allergrössten Vergrösserungen kann man stellenweise das Nähere seiner körnigen oder faserigen Natur wahrnehmen. Oft tritt er dann mit Limonit und grauen tonigen Produkten vermischt auf. Eine häufige Erscheinungsform ist auch die entschieden faserige. In diesem Falle ist er teils unregelmässig faserig, oder er bildet gar nadelförmige Bündel, garbenförmige Haufen, teils ist er strahlig, oft kugelig—schalig sogar in den einzelnen dünnen Aderfüllungen. Manchmal löschen die einzelnen Sphärolithe mit regelrechtem schwarzen Kreuz aus und wir sehen wegen der hohen Doppelbrechungsfarbe in einzelnen Fällen, hauptsächlich bei tiefer Einstellung um das schwarze Kreuz herum ein dem Achsenbild der optisch einachsigen Mineralien vollständig gleiches farbiges Ringsystem. Der Grund hiervon kann die doppelte Struktur: die konzentrisch-schalige und radial-faserige sein. Je grösser die Zahl der Schalen ist, desto zahlreicher sind die farbigen Ringe. Die Farbenskala, die mit der NEWTON'schen Reihe übereinstimmt, kann an den am besten entwickelten schalig-strahligen Sphärolithen bis zu den Farben IV-ter Ordnung gut verfolgt werden.¹

Nur sehr selten, hauptsächlich an den Wänden der einzelnen Hohlräume kommt der Malachit in Kristallen vor. In den gesammelten Dünnschliffen habe ich kaum einige gefunden, von denen der grösste bei 60 μ Dicke 0.3 mm. lang war. Von seinen näheren optischen Eigenschaften konnte ich die folgenden feststellen: n_p bildet mit der Richtung der Längsachse einen Winkel von 12° ; Pleochroismus: nach der Quere (n_g) = grün, nach der Länge (n_p) = sehr blass grünlichgelb.

¹ Eine ähnliche Erscheinung erwähnt dr. HANS WESTPHAL ganz kurz aus den „Kupfererz—pegmatiten“ von Otjozonjat. (Z. f. prakt. Geol. XXII. 409.)

Was nun die Paragenesis dieser kupferhaltigen Mineralien betrifft, so ist es bereits auf Grund der Gesagten klar, dass aus dem ursprünglichen Sulfiderz (Chalkopyrit) teils Cuprit, teils ein Eisenerz geworden ist. Bei der Bestimmung der Qualität des Eisenerzes muss man in Betracht ziehen, dass einerseits der Limonit vorherrscht und an den meisten Stellen vornehmlich mit dem Malachit sich berührt, andererseits aber der auch in ziemlicher Menge, stellenweise sogar massenhaft auftretende Magnetit gleichfalls in sehr engen Beziehungen zum Cuprit und besonders zum Azurit steht. Aus dem Cuprit ist im Verlaufe der weiteren Umwandlung Azurit und Malachit geworden. Ein Teil des Malachit ist daher ein mit dem Azurit gleichalteriges Gebilde, aber Malachit ist auch aus dem Azurit selbst entstanden, was sich mit freiem Auge an den Gesteins-exemplaren sowie unter dem Mikroskop in den Dünnschliffen an sehr schönen Beispielen beobachten lässt. Die unmittelbare Umwandlung von Kupferkarbonat aus dem ursprünglichen Kupfersulfid kann man an diesen, von der äusseren Oberfläche gebrochenen Gesteins-exemplaren nicht nachweisen. Dagegen ist es möglich, dass diejenigen Azurithaufen, welche in Limonit eingebettet oder mit Magnetit verwachsen sind, direkt aus Kupfersulfid entstanden sind.

Bezüglich der Literatur der beschriebenen Mineralien finden wir, dass alle Autoren im allgemeinen darin übereinstimmen, dass die Kupferkarbonate in der Tiefe gewöhnlich mit Kupfersulfiden (Chalkopyrit, Bornit u. s. w.) in Verbindung stehen. Aus den Kupfersulfiden bildet sich der Cuprit, bei Anwesenheit von Kohlensäure der Azurit und Malachit. Die Umbildung wird immer von Limonit begleitet. Was die Sukzession von Azurit und Malachit betrifft, gehen die Meinungen stark auseinander. So, um einige Beispiele zu nennen, teilt Dr. F. WIBEL 1873 mit¹, dass im Laufe seiner Versuche an in einer verschlossenen Glasröhre befindlichem Malachit, den er aus kleinen Marmorstückchen und schwefelsaurem Kupfer unter hoher Temperatur gewonnen hatte sich, nach dem Erkalten im Verlauf einiger Monate dunkelblaue Kristalle bildeten, die er, obwohl er sie näher nicht untersuchen konnte, für Azurit hielt. Diese seine Meinung: „der Azurit bildet sich aus Malachit durch Kohlensäure--Aufnahme und Wasser--Abgabe bei Gegenwart gespannter Kohlensäure und eines Wasser entziehenden Mittels in gewöhnlicher Temperatur“, entwickelte er auch theoretisch, und hält bei den wichtigsten Kupfererzvorkommen (Sibirien, Chessy,

¹ N. Jb. 1873. p. 242.

Saalfeld u. s. w.) den Malachit für das Ursprungsmineral des Azurit. L. BUCHRUCKER¹ behauptet bei Beschreibung der Leoganger Erzlagertstätte entschieden, dass der Azurit sich aus dem Malachit gebildet hat, da ja doch die kleinen Kristallgruppen des Azurit manchmal rindenförmig auf dem Malachit sitzen.

HILLS² erklärt die Tatsache, dass der Azurit auf dem Malachit oft eine Rinde bildet, damit, dass die Umbildung des ursprünglichen Azurit dort beginnt, wo sich seine Kristalle und Kristallgruppen mit dem Muttergestein berühren, und sich von hier aus radial gegen die Oberfläche zu verbreitet. Die Oberfläche bleibt oft unverändert und so bildet an solchen Stellen der Malachit den inneren Kern, der Azurit aber die äussere Rinde. Ähnliche Umbildungen habe ich auch selbst an den Bélavärer Kupferkarbonatdrüsen beobachtet, wo der in den Hohlraum hineinragende Teil der aufgewachsenen Azuritkristallgruppen noch unverändert ist, während der gegen das Muttergestein zu gelegene schon in Umbildung begriffen, oder gar schon zu Malachit umgewandelt ist. Ein ebensolches Bild bieten uns die erwähnten dünnen Spaltenausfüllungen. DÖLL stellt an den Kupferkarbonaten von Chessy³ eine ziemlich verwickelte Paragenesis fest: 1. der Azurit kristallisiert in den Spalten und Drüsen aus, 2. er wandelt sich in strahligen Malachit um, 3. der Malachit ist von der Oberfläche ausgehend z. T. zum Azurit geworden, 4. der Azurit der zweiten Generation setzt sich in faserigen Malachit um. Diese verwickelte Sukzession ist jedoch mit Hilfe der HILLS'schen Theorie auch viel einfacher zu erklären. Es sei bemerkt, dass DÖLL an dem untersuchten Material auch Spuren von Cuprit erwähnt.

Was diese Verhältnisse anbetrifft, ist am wichtigsten die Beobachtung und das Versuchsergebniss von F. MILLOSEVICH.⁴ Er wiess nach,

¹ Z. f. Kr. XIX. p. 152. u. 166.

² Proc. Colorado Sci. Soc. 1890. 3. Ref. Z. f. Kr. XXII. 311.

³ Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1899. p. 88.

⁴ Atti Reale Acad. dei Lincei. Roma, 2. 1906. Ref. Z. f. Kr. XLIV. 638 und N. Jb. 1908. II. 16 MILLOSEVICH gab in eine Glasröhre Kupferchlorid (Cu Cl_2 , 2 H_2O), hierauf eine 1 cm. dicke Kaolinschicht, hierauf wieder Natriumkarbonat (Na_2CO_3 , 10 H_2O), schmolz die Röhre zu und erhitzte sie. Vonden in Folge der Erwärmung entstandenen Lösungen diffundiert die Kupferlösung schneller durch die Kaolinschicht. An der Grenze zwischen Natriumkarbonat und Kaolin bildet sich bei Erhitzung auf 70° Malachit, wenn sich dagegen die Temperatur über 75° erhebt, entstand sofort Azurit aus der Kupferlösung über dem Natriumkarbonat. Wenn nun die Temperatur sinkt, so schreitet die Malachitbildung weiter fort, die Azuritbildung dagegen hört nicht nur auf, sondern der Azurit selbst wandelt sich auch allmählich in Malachit um.

dass ein Teil des Malachit in den sardinischen Kupfererzvorkommen mit dem Azurit gleichalterig ist, sich unabhängig von ihm aus Kupfersulfid gebildet hat, ein anderer Teil dagegen aus dem Azurit entstanden ist, so dass diese beiden basischen Kupferkarbonate nur zum Teil gleichalterig sind. Die Tatsache, dass an den Kupfererzlagerstätten der Malachit im allgemeinen ein weit häufigeres Mineral ist, wie der Azurit, erklärt er damit, dass er viel beständiger ist und sehr leicht aus Azurit entsteht. In einer ganzen Serie von Versuchen hat er bewiesen, dass beim Zerfall von Kupferverbindungen unter Anwesenheit von Kohlensäure Azurit sich nur bei hoher Temperatur (75° – 85°) bildet, während bei gewöhnlicher Temperatur Malachit entsteht und der Azurit sich gleichfalls in denselben umsetzt. Mit seinen Beobachtungen und Experimenten brachte er dann die oben erwähnte Ansicht von WIBEL endgültig zu Fall, obwohl auch er es nicht für ganz ausgeschlossen hält, dass sich unter gewissen Umständen Azurit aus Malachit bilden könne, wenn dies auch in der Natur eine äusserst seltene Erscheinung sei. MILOSEVICH stellte später¹ auch bei normaler Temperatur Azurit aus Marmorstaub, kohlensauerem Wasser und Kupfersulfat dar und zwar den Azurit aus ca. doppelt so stark verdünnter Lösung, wie den Malachit und kam zu dem Ergebnis, dass zur Darstellung des Azurit ein grösserer Überschuss von CaCO_3 nötig ist.

Auf Grund dieser und anderer Experimente und Beobachtungen hat HIMMELBAUER² die Tatsache festgestellt, dass „der Azurit dem Malachit gegenüber unter normalen Verhältnissen nicht beständig ist“ und dass die Bildung von Azurit aus Malachit „sehr zweifelhaft ist“.

¹ Atti R. Accad. dei Lincei. 17. (80) Rom. 1908.

² C. DOELTER: Handbuch der Mineralchemie Bd. I. p. 467. Dresden 1911–12.

Tuffstudien in Siebenbürgen.

II. Teil. Die tuffhaltigen Schichten der westlichen Umgebung von Kolozsvár.

Von Prof. Dr. JULIUS von SZÁDECZKY K.

1. Einleitende allgemeine Züge.

In meiner ersten, die Gegend von Kolozs betreffenden Veröffentlichung¹ habe ich nachgewiesen, dass dort der Dacittuff drei auf einander folgende verschiedene, sammt den einschliessenden Miocänschichten in Falten geworfene Serien bildet, dass den Kolozser Tuffschichten eine niveaubezeichnende Rolle zukommt. Wahrscheinlich kommt östlich von dieser Gegend noch eine höhere vierte, vielleicht auch eine fünfte Tuffschicht vor. Die genauere mikroskopische Untersuchung dieser Tuffschichten war wünschenswert, denn je eingehender wir diese kennen, desto eher können wir sie bei fehlenden Versteinerungen zur stratigraphischen Orientierung benützen.

Es wäre leichter und natürlicher die tuffhaltigen Schichten der Umgebung von Kolozsvár auf Grund der Kenntnis der Tuffe zwischen Kolozs und Kolozsvár, einem ca. 20 km. breiten Gebiet, zu behandeln; aber neben andern Gründen zwingen mich hauptsächlich die durch den Krieg erschwerten Verkehrs- und Bewegungsverhältnisse die genauere Untersuchung der tuffhaltigen Schichten dieses mittlern Gebietes mir für eine spätere, bessere Zeit vorzuhalten.

In der Umgebung von *Kolozsvár* ist es in Folge des Abrutschens der Feleker Schichten und in Folge kleinerer Verwerfungen in dem von breiten Tälern durchschnittenen Gebiet recht schwer die genauere Einteilung der Miocänschichten durchzuführen, obwohl dieselben nicht gefalten sind. Dazu kommt noch einesteils die

¹ Dr. JULIUS von SZÁDECZKY: Tuffstudien in Siebenbürgen. I. Teil: die Tuffzüge von Kolozs. II. Band dieser „Mitteilungen“ Nr. 2. p. 201–233. Kolozsvár, 1914.

langweilige Gleichförmigkeit der herrschenden mergeligen Gesteinsarten, anderenteils das Fehlen, oder die grosse Armut an charakteristischen Petrefakten in den Schichten.

In dem stark eingetrockneten, sehr salzigen Meere war das Leben im Grossen und Ganzen ausgestorben, oder daraus geflüchtet, oder es erscheinen nur hier und da zerstreut, in einzelnen dünnen Schichten die Globigerinen, doch ohne Mitbewerber, stellenweise in ungeheuer grosser Menge. An andern Stellen, wie im Békásbache, oder in dem neuerdings entdeckten Kisbácer Vorkommen, finden sich, wie es scheint, auf Schlier hindeutende Muscheln, oder — wie unser Fund in der Szentgyörgyer Ziegelei beweist — vereinzelt Fische. Dies ist ein allgemeiner Zug, den wir überall im Leben der Ende erkennen können, wo abgeschlossene Meeresbecken eintrocknen oder, nach E. SUSS' Ausdruck, ersterben.

Hier sind wir also, was die Stratigraphie betrifft, auf die Mannigfaltigkeit des Gesteins angewiesen, die zum grossen Teil darin besteht, dass gewöhnlicher Mergel von Kalkmergel abgelöst oder stellenweise sehr sandig wird. Diese eintönigen Veränderungen sind jedoch zu Niveaubezeichnungen nicht geeignet. Der auffälligste und am besten zu verfolgende Führer ist auch hier der *Dacituff*, der stellenweise in beträchtlicher Dicke zwischen die Miocänschichten eingelagert ist.

Die Ablagerung dieser Meeresschichten war aber nicht eine fortlaufende, im Zusammenhang mit der Krustenbewegung änderte sich nicht nur die Tiefe des Meeres, sondern es scheint, dass sich stellenweise der Boden ganz heraushob.

Einer der augenfälligsten Beweise der Krustenbewegung ist die ansehnliche *Transgression*, welche nach der Ausscheidung des Kochsalzes zur Zeit der Absetzung der mittlern Miocänschichten auf dem von Kolozsvár nordwestlich gelegenen Gebiete erfolgte.

Die Schichtverhältnisse an der mit 413 m. bezeichneten Erhebung des Fellegvár und an dem hiervon südlich gelegenen Abhang sind durch die im Jahre 1915 zwecks Gewinnung von Schotter und Steinen bewerkstelligten Aufschlüsse sehr schön sichtbar geworden. Hier konnte man deutlich sehen, dass auf die verworfenen, zerbrochenen „Fellegvár Schichten“ des groben obern Oligocän-sandsteines mit *Cyrena semistriata* Desh. deutlich diskordant sich der Mergel des mittlern Miocän (Dr. A. KOCH's Mezöséger Schicht) lagert, in welchem sich *Picnodonta cochlear* Poli und andere Versteinerungen fanden. Interessant ist, dass hier im oberen groben Konglomerat der Fellegvár Schichten bis faustgrosse Hämatit-

stücke (Ziegelerz) vorkommen, die zusammen mit dem vorherrschenden, aus kristallinem Schiefer bestehenden Schotter dem nahen, westlichen Grundgebirge entstammen. Im oberen Teile der aufgelagerten „Mezőségi Schichten“ finden sich auch dünne feine Dacituffschichten. Die ganze Mächtigkeit der erhalten gebliebenen mittlern Miocänschichtenreihe beträgt hier nicht mehr, wie 24 m. Auf diese Reihe, die eine beträchtliche Erosion erlitten hat, folgt mit neuerlicher Diskordanz eine 10 m. mächtige pleistocäne Schotterablagerung, die den Gipfel des Fellegvár bildet.

Weiter nordwestlich in einer Entfernung von $4\frac{1}{2}$ km, in der Gemeinde Kisbács, finden sich auch tuffhaltige mittlere Miocänschichten, auf welche eine mergelige sandige Gesteinsreihe folgt, die sich nördlich von Méra weit hinauf erstreckt, wo unsere jetzige geologische Karte Oligocänschichten aufweist. Es ist daher ausser Zweifel, dass hier vor Ablagerung des mittlern Miocän ein ansehnliches Gebiet trocken lag, das nach Ablagerung desselben vom Meere bedeckt wurde.

Auf eine ähnliche spätere, pannonische Transgression weist Dr. HUGO v. BÖCKH auf Grund der Aufnahmen von HALAVÁTS, LUDWIG ROTH von TELEGD und PÁVAI—VAJNA im westlichen und südwestlichen Teile des Beckens hin, wo sich östlich von Szászsebes auf das „Mediterran“ pannonisches Sediment abgelagert hat.¹

Aber auf Grund des Wechsels der Konglomerat-, Sand- und Mergelschichten müssen wir auch innerhalb der Ablagerung der sarmatischen Schichten eine Schwankung des oberen Miocänsees annehmen.

Auf die feinen mergeligen, tuffhaltigen Schichten des mittlern Miocän folgt gegen Erdőfelek, sowie gegen Kajántó zu eine dünne grobe, meist aus Quarzkieseln der Grundgebirge bestehende Konglomeratschicht, die sich als greifbare Grenze bei der Abtrennung der sarmatischen „Feleker Schichten“ darbietet. Auf diese Konglomeratschicht folgen die vorherrschend sandigen, häufig Potamides enthaltenden „Feleker Schichten“. In Ajton habe ich in dem Graben, der zwischen dem sich über dem Dorf erhebenden 730 m. hohen K. Csolt und dem 722 m. hohen N. Csolt liegt, in einer Höhe von ca. 680 m. in grobem schotterigem Sandstein die folgenden Versteinerungen gesammelt: *Cardium obsoletum* Eichw., *Tapes gregaria*

¹ Bericht über das bisherige Forschungsergebnis, die Erdgasvorkommen im Siebenbürger Becken betreffen. II. Teil, I. Heft Herausgegeben vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. p. 21. ung. Text.

Partsch, *Mactra cf. variabilis* Sinc; *Trochus* nov. sp. Die Bestimmung derselben verdanke ich Herrn Docenten Dr. STEPHAN GAÁL. Dieselbe versteinungenreiche Schicht fand ich aber auch südöstlich unterhalb des Dorfes in einer Höhe von 440 m. im Nádbache.

Die weitere Krustenbewegung zeigt indessen auch der Umstand, dass auch zwischen den „Feleker“ sandigen Schichten dünne, feine, mergelige Schichten und in diesen Globigerinen erscheinen.

Am südlichen, gegen Bányabükk zu gelegenen Abhang der Feleker Höhe, unterhalb des letzten Hauses des Ortes, neben dem Waldweg, der in westlicher Richtung von der Landstrasse abzweigt, habe ich über der Konglomeratgrenzschicht eine Mergelschicht gefunden, in der Dr. ELEMÉR VADÁSZ neben vielen Globigerinen und Orbulinen *Textularia*, *Uvigerina* und *Lagena* bestimmte, welche Schicht also dem Anschein nach noch dem mittlern Miocän (obern Mediterran) entspräche. Aber auch in einem viel höhern Niveau, in der Nähe des Feleker Gipfels im östlichen Teile der Gemeinde Erdőfelek in einer Höhe von ca. 690 m. fand ich an der nördlichen Seite dünne, schieferige Mergelschichten mit sehr kleinen, verkümmerten Globigerinen. Auch *Potamides* kommt nur selten und meines Wissens im Zuge der Feleker Höhe nirgend so massenhaft vor, wie er in der, was die Zahl der Arten betrifft, spärlichen Fauna der Sarmatiaschichten vorzukommen pflegt. All dies macht die detaillierte paläontologische Revision der „Feleker Schichten“ sehr erwünscht, besonders jetzt, wo SOKOLOWS, LASKAREW und die neuern im Interesse der Erdgasgewinnung unternommenen ungarischen Forschungen in Siebenbürgen, mit ihren z. T. sich widersprechenden Folgerungen auch sonst die Aufmerksamkeit auf die Epochen des Neogen und die Übergänge zwischen denselben gerichtet haben.

Die Mächtigkeit der einzelnen Glieder des Miocän ist schwer genau festzustellen zum Teil wegen der vielen, in der Regel kleinern Verwerfungen, die nur in den besten Aufschlüssen, in den Ziegeleien und Steinbrüchen wahrzunehmen sind. Den Grund der Verwerfungen kann man wohl in erster Linie in den den Ausbruch des Dacituffes einleitenden tektonischen Ereignissen und in den begleitenden vulkanischen Explosionen suchen.

Aber noch mehr wird die genaue Bestimmung der Dicke und Begrenzung dieser verschiedenen Miocänablagerungen durch die im ganzen Siebenbürger Becken so gewöhnlichen Erdrutschungen erschwert. Nach den vorwiegend groben, sandigen Ablagerungen des sarmatischen Brackwassers zog sich das süßer werdende Binnenmeer nach S und O zu. Die tektonischen Vorgänge, welche die pontischen

und levantischen Gewässer nach S, beziehungsweise O. lenkten, senkten zugleich den Wasserspiegel der Becken.

Die letzten grossen, im Pleistocän erfolgten Einstürze gaben dann dem Szamosfluss die Richtung nach W., gegen das ungarische Becken zu. Die natürliche Folge war, dass die Erosion zeitweise mit stets sich erneuernder Kraft arbeitete und im Zusammenhang damit viele Einbrüche und Erdrutschungen erfolgten. Auf dem Gebiete von Kolozsvár sind dieselben sehr zahlreich und auch ihre Dimensionen sind bedeutende, wo das Becken des Szamos sich unter der 756 m. hohen Feleker Supra Ripa bis 330 m Höhe über dem Meeresspiegel, also 426 m tief in den Körper der Miocänsedimente eingeschnitten hat. Dies ist der Grund, dass die mächtigen sarmatischen Sandsteinkonkretionen der Feleker Anhöhe — wie sie schon Dr. ANTON KOCH in seinem Buche¹ beschrieb und zeichnete — sowie die sandigen Sedimente auf das Gebiet der Stadt Kolozsvár bis zur Mitte des Klinikviertels, sogar bis zum untern Ende des neuen botanischen Garten abrutschten.

Diese grosse Abrutschung steht aber mit vielen Einstürzen im Zusammenhang, was der Grund dafür ist, dass wir an dem Abhang, der von der Feleker Anhöhe bis zum alluvialen Gebiet des Szamos führt, eine ganze Reihe von Talabschnitten, die mit dem Szamostal parallel verlaufen, in den höhern Lagen Reihen von Sümpfen antreffen, welche nach aufwärts immer klarer die Form der jüngern Einbrüche verraten.

Am unversehrtesten und am besten zu erkennen ist die oberste, ungef. in 670 m Höhe in der Gegend der obersten ostwestlichen Krümmung der Landstrasse befindliche Reihe von Einbrüchen. Dies zeigt am klarsten die gegen das Szamostal zu konkav bogenförmige Form der Einbrüche, was die Folge davon ist, dass zwischen den einzelnen grössern zerrissenen und eingesessenen Partien widerstandsfähigere Abschnitte geblieben sind, auf denen gewöhnlich die Wege führen. Die zweite grössere Einbruchreihe entfaltet sich vom Strassenräumerhaus aufwärts in ca. 600 m Höhe. Die dritte bildet unterhalb des Strassenräumerhauses (540 m) ein ostnordöstlich verlaufendes Tal. Der verschwommenen Zug der vierten findet sich in ungefähr 500 m Höhe, ihr schotteriger Sandstein ist neuerlich durch einen Schützengraben aufgeschlossen worden. Noch mehr verwaschen ist die fünfte um 450 m und die sechste über dem alten

¹ Dr. ANTON KOCH: Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens. II. p. 161. Budapest, 1900.

Friedhof, in der Linie des neuen Friedhofes. Im Verlaufe der letztern findet man nur noch spärlich Reste des „Feleker Sandsteines“, dagegen kann man auf ihnen altdiluviale, beziehungsweise pliocäne Schotterüberreste auffinden.

Ähnliche, aber weniger gut entwickelte Verhältnisse finden wir auch am südlichen Abhang der Erdőfeleker Anhöhe, wo östlich von der Landstrasse, unter der alten Kirche eine durch Quellen gekennzeichnete Reihe von Einbrüchen beginnt, welche zu beiden Seiten des, die Strasse begleitenden Baches gut sichtbar ist. Auf diese folgt in ca 650 m Höhe eine zweite, in der sich eine Konglomeratschicht und darüber der weiter oben erwähnte Globigerinenmergel finden. Weiter unten gegen SO zu folgt in den schönen Aufschlüssen des Olárbaches auf den Pflanzenreste enthaltenden Sandstein mit seinen Hieroglyphen und Wellenfurchen in ca 615 m Höhe Konglomerat, dann weiter oben die Reihe der grossen Konkretionen. Im Dorfe Bányabükk und in Rőd fand ich in 580 m Höhe eine kohlehaltige Schicht mit Pflanzenresten, 20 m tiefer aber wieder eine Konglomeratschicht. All dies scheint der obigen abgesunkenen Schicht zu entsprechen.

Die in der Richtung des Einfaliens erfolgte bogenförmige Zerklüftung dieser sehr sanft nach NO zu fallenden Sandsteintafel, ihr Querbruch in der entgegengesetzten Richtung und die Talbildung senkrecht darauf ist noch schöner zu beiden Seiten des vorhin genannten Ajtoner *Csoltgipfels* zu sehen, wo die an der Südostseite durch wiederholte Querbrüche und Rutschungen entstandenen Züge von Erhebungen mit der Zeit allmählich sich in die schönsten Hügelreihen zerteilen. Schon diese wenigen Beispiele zeigen, dass der widerstandsfähige „Feleker Sandstein“, welcher leicht auf dem weniger widerstandsfähigen Mergel abgleitet, ein vorzügliches Material zur *Solifluction* abgibt und hiedurch die genauere geologische Begrenzung des Gebietes erschwert.

Noch einen Umstand muss ich erwähnen bei der Behandlung der allgemeinen Züge der Miocänschichten von Kolozsvár. Das ist der, dass am östlichen Ende der Stadt sich eine wichtige tektonische Grenze hinzieht, von der nach Osten die salz- und gipsführenden Mergelschichten des mittlern Miocän Falten werfen. Die Faltenbildung ist nicht nur an den seit alters her bekannten *Békáser* gipsführenden Vorkommen sehr gut zu sehen, sondern auch an den in westlicher Nachbarschaft des Békás befindlichen, bisher nicht bekannt gewesenen *gipshaltigen Schichten des Cigánypatak*, sowie in den reichlichen Aufschlüssen des östlichen Teiles des Ende 1914 angelegten Solda-

tenfriedhofes. Von dieser und der durch die vorspringende Nase des Fellegvár gehenden Grenze westlich sind jedoch nicht bloß die Mezőseger Schichten, sondern die ganze Serie des Oligocän und Eocän nicht mehr gefalten, sondern *tafelförmig gelagert*, meist sanft gegen NO zu einfallend. Wir können uns hiervon nicht nur am Rákóczi- und Hójazuge, sondern auch an den ruhig gelagerten, versteinungsreichen Oligocän und Eocänschichten des Gorbó-, Pleeska- und Pappaches am rechten Ufer des Szamos überzeugen.

Mit dieser tektonischen Grenze beginnt der im Grossen und Ganzen tafelförmig ausgebildete Rand, welcher sich zwischen das das Siebenbürger Tertiärbecken begrenzende vortertiäre Randgebirge und den gefalteten, Kochsalz, Gips und Erdgas enthaltenden innern Teil, als besondere tektonische Einheit einfügt.

Die innere Grenze dieses Randes ist nicht leicht festzustellen. Am Abhang des Fellegvár, der bei dem Zusammenflusse des Szamos und Nádas gut aufgeschlossen ist, kann man sie gut sehen aber an vielen Stellen ist sie an der Oberfläche verdeckt.

Das Feleker sarmatische sandige Gebiet ist nicht gefalten, im Allgemeinen von tafelförmigem Aufbau und erstreckt sich mit dieser Struktur weiter nach Osten bis zum Kolozser Farkascsup. Das darunter befindliche mittlere und untere Miocän wirft gleichfalls keine so ausgesprochene Falten, wie wir sie nördlich davon im Gebiet bis zum Szamos und südlich in der Tordaer Gegend sehen. Auch auf der von Dr. HUGO v. BÖCKH zusammengestellten Karte¹ der „antiklinalen Züge“ ist durch dieses Gebiet durchgehend eine einzige Antiklinale nur andeutungsweise bezeichnet. Aus meinen eigenen Messungen schliesse ich, dass die Falten des Beckens mit ihren ausgeprägten Formen an dieser Tafel gebrochen werden, beziehungsweise sich ihrem Rande anpassen.

Unter solchen Umständen ist es zur genaueren Parallelisierung der Schichten erforderlich, alle möglichen Daten zu benutzen. Unter diesen bieten sich in erster Reihe die von den übrigen Schichten scharf getrennten, im Falle mächtigerer Entwicklung weithin auffallenden Tuffschichten dar.

In diesem allgemeinen Teile möchte ich noch die Frage der Nomenklatur dieser jungtertiären Bildungen zur Sprache bringen. Ich halte es nicht für glücklich, die mittlere miocäne (tortonische)

¹ Bericht über das bisherige Forschungsergebnis die Erdgasvorkommen im Siebenbürger Becken betreffend. II. Teil, 1. Heft. Herausgegeben vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. p. 21

Sedimentreihe, welche auf die dem Schlier von Ottmang entsprechenden Sedimente folgt und welche also mit E. Suess' II-tem Mediterran in Parallele gesetzt werden kann, *oberes Mediterran* zu benennen, wie es bei uns allgemein geschieht. Bekanntlich wollte E. SUESS mit dem Namen Mediterran das der gegenwärtigen Tierwelt des Mittelländischen Meeres ähnliche Tierleben bezeichnen¹ und unterscheidet nicht zwei, sondern vier auf einander folgende mediterrane Ablagerungen. In das IV. Mediterran gehören die ägäischen Einstürze und in Folge davon die Verbindung des gegen Ende seines Sonderlebens sehr zusammengeschrunpften Schwarzen Meeres mit dem Mittelländischen Meere, sowie die durch den Atlantischen Ozean erfolgte nördliche Einwanderung, also Ereignisse, die in das Plistocän überleiten. Unter dem Namen oberes Mediterran müsste man daher streng genommen solche sehr junge Ablagerungen verstehen, was indessen die obige Benennung durchaus nicht bezweckt.

Aber der Name Mediterran passt auch gar nicht auf diese Schichten, die sich in einem, vom freien Meere abgeschlossenen Becken ablagerten und eine sehr arme, also von der des Mittelländischen Meeres durchaus verschiedene Fauna enthalten. Die Interpretation des Namens Mediterran nach SUESS schliesst sogar direkt die Bezeichnung dieser Bildungen als mediterran aus.

Unter der Benennung oberes Miocän verstehe ich die über den Salz-Gipsschichten und unter den sarmatischen Feleker Sandsteinschichten befindliche Sedimentreihe, unter der Bezeichnung unteres Miocän aber die Salzschiechten zusammen mit den Hidalmáser und Kóróder Schichten. Auch die Grenzen des *oberes Miocän* werden verschieden gezogen. Die meisten unserer vaterländischen Geologen verlegen die obere Grenze des Miocän an das Ende der sarmatischen Stufe, rechnen also die pontischen (pannonischen) Ablagerungen schon zum Pliocän. Aber auch wichtige klimatologische und in Folge dessen biologische, ja sogar tektonische Veränderungen lassen das Vorgehen der Mehrzahl der französischen Geologen begründet erscheinen, nach welchem die obere Grenze des Miocän mit dem Ende der pontischen Stufe zusammenfällt, also mit der levantischen die Pliocänreihe beginnt.

Auch E. SUESS bezeichnet dies als Grenze² und von den ungarischen Geologen hat THEODOR KORMOS³ sich mit Rücksicht auf die

¹ E. SUESS: Das Antlitz der Erde. II. p. 383. 1888. Wien.

² Eben dort p. 384.

³ KOCH-album. Budapest, 1912. p. 46. (nur in ung. Text)

in der pannonischen Epoche noch reiche subtropische Fauna, die nur mit dem Ende derselben sich zu ändern begann, in diesem Sinne ausgesprochen. Auch Dr. ZOLTÁN SCHRETER empfiehlt,¹ dass fortan unsere pannonischen (pontischen) Schichten zum Miocän und nicht zum Pliocän gezählt werden sollen, da ihr Zusammenhang mit den Miocänschichten ein sehr enger ist. In diesem Sinne äussert sich auch STEPHAN GAÁL,² der bei der Klassifikation der miocänen Bildungen des Siebenbürger Beckens schon konsequent die Benennung Mediterran vermeidet.

2. Die Tuffwand der Kolozsvärer Hója.

Die Verhältnisse, unter denen die tuffhaltigen Schichten in dem westlich von Kolozsvár gelegenen Gebiete vorkommen, können wir am besten an dem steilen Bruche kennen lernen, welcher am linken Ufer des Szamos, 2,5 km weit von der Kolozsvärer Promenade am Hójazuge mit seinem weissen Streifen weithin sichtbar ist.

Am Fusse der Hója bilden ganz so, wie im Allgemeinen westlich von der Stadt die tafelförmig ausgebildeten, schwach gegen NO einfallenden obern Oligocän- und Eocänschichten den Grund, auf welchen die mergeligen, tuffhaltigen Schichten des mittlern Miocän transgredierte.

Unter der mit 489 m angegebenen Erhebung der Hója sehen wir das folgende: die unteren Gärten am Kányafőer Weg liegen zum grossen Teil auf dem Zuge der Bryozoenschichten des obern Eocän. Die darunter gelegenen Intermedia-schichten hat weiter unten im Bett des Szamos unter dem Fusssteg der landwirtschaftlichen Akademie neuerdings die Strömung aufgeschlossen. Auf den Bryozoenmergel folgt über dem Kányafőer Weg die an Versteinerungen reiche Hójaer, kalkige Mergelschicht des untern Oligocän, hierauf aber diskordant von Konglomerat eingeleitet eine organische Überreste nicht enthaltende, sehr schöne diagonale Lagerung aufweisende, sandige Schichtenreihe, die eventuell den untersten mittel-oligocänen *Révkőtrétegyeser* Schichten entspricht und die A. KOCH auch dieser Stelle gegenüber, am Rande des Kolozsmonostorer Waldes vermutet.³

Aber mit Rücksicht auf die entschiedene Diskordanz scheint

¹ Eben dort p. 137.

² Eben dort p. 14.

³ Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens I. Teil. p. 307. Budapest, 1894. ung. Text.

es wahrscheinlicher, dass diese Konglomeratschicht bereits eine Ablagerung des obern Oligocän ist. Hierauf folgt mit neuerlicher Diskordanz, was an dieser Stelle wegen der verdeckten Oberfläche nicht zu sehen ist, die Schichtenreihe des mittlern Miocän, welche auf dem Gipfel des Berges die Dacittuffschichten trägt.

Hier ist jedoch die tuffhaltige Schichtenreihe des mittlern Miocän nicht gut aufgeschlossen. Viel besser lassen sich die auf einander folgenden Serien derselben $\frac{1}{2}$ km östlich von diesem Ort an der Wand, die sich unter der mit 468 m angegebenen Höhe befindet, studieren. Hier finden wir unten zu beiden Seiten des Kányafőer Weges die versteinerungsreichen, z. T. aus Konglomerat bestehenden, sandigen *Méraer Schichten* des untern Oligocän, die in der Richtung der bezeichneten Erhebung den Grund einer kleinen, ein Haus tragenden Terrasse bilden. An der nördlichen Seite des Weges befindet sich diese Konglomeratschicht 77 m tiefer, wie die Höhe 468 m, wir müssen also die hier vorhandene Gesamtmächtigkeit der unmittelbar darauf folgenden Schichtenreihe des mittlern Miocän auf ungefähr 77 m schätzen, von denen beiläufig, die obersten 17 m der weithin leuchtenden Dacittuffwand entsprechen.¹

Der übrige untere, auf ca 60 m zu veranschlagende grössere Teil der mittleren Miocänschichtenreihe baut sich aus einer abwechselnden Serie von Mergel und feinen sandigen Schichten auf.

Ihre Lagerung auf den sandigen, schotterigen Oligocänschichten sieht man nicht, ist aber zweifellos diskordant, wie es in den guten Aufschlüssen des östlich benachbarten Rákócziberges schon erwähnt wurde.

Die Miocänsedimente transgredieren hier nicht nur auf die Oligocän-, sondern weiter nach Westen auch auf die Eocänschichten. Aus diesen Schichten scheiden sich bei trockenem Wetter an der Oberfläche einzelne Gipskristalle, weiterhin Glaubersalzausblühungen aus. Man kann sogar ganz dünne Gipsschichten, oder aus einzelnen Kristallen bestehende derartige Ausscheidungen auch unter der untersten Tuffschicht am unteren Teil des, in einem Abstand von 3·30 m folgenden gelben Sandes wahrnehmen. In einzelnen, heller gefärbten Mergelschichten sind Globigerinen in grosser Menge, besonders *G. bulloides* zu finden.

¹ Ich muss indessen bemerken, dass in Folge häufiger Abbröckelung, die Höhe dieser Erhebung, sowie das Bild der Tuffwand sozusagen von Jahr zu Jahr sich verringert und dass hier das Bild der vollständigeren Schichtenreihe, wie sie vor 8 Jahren zu sehen war, skizziert ist.

Die Sandkörner der sandigen Schichten sind im Allgemeinen klein: in der dicken, aus der Mitte der Reihe stammenden Schicht sind sie ca. 0.1 mm gross und sehr abgerundet, was besonders dann auffällt, wenn wir sie mit den eckigen, grössern Körnern des auf den Tuff folgenden, stellenweise opalführenden Sandsteines vergleichen.

Auf den Mergel folgt in ungefähr 450 m Höhe die *tuffhaltige Schichtenreihe* die aus zwei, von einander wesentlich verschiedenen Teilen besteht. Der obere, grössere Teil ähnelt noch in so weit den unter dem Tuff gelegenen Ablagerungen, als auch hier mit Sand abwechselnder Globigerinenmergel vorherrscht, zwischen den einzelne dünne, gewöhnlich feinkörnige Tuffschichten eingefügt sind. Die Lagerung ist im Ganzen tafelförmig. Des Nähern habe ich an der tuffhaltigen Mergelschicht 5° Fallen gegen NNW gemessen. Die Deckschicht der obern Reihe ist ein widerstandsfähiger opalführender Hieroglyphensandstein, von dem als der Leitschicht dieses über ein grosses Gebiet sich erstreckenden, tafelförmig ausgebildeten Rand noch später die Rede sein wird.

Was die Aufeinanderfolge der tuffhaltigen Schichten selbst und die feinere Struktur derselben betrifft, so möge hier das Folgende stehen: Das untere Glied der Tuffwand hängt am festesten zusammen und besteht aus 5—6 m mächtigem aus den grössten Körnern zusammengesetztem, sandigem Tuff, dessen Mineralkörner jedoch gewöhnlich nur die Grösse von $\frac{1}{2}$ mm erreichen, sogar in der lockerer gefügten untern Hälfte, die aber grobkörniger ist, wie die darauf folgende mehr geschichtete Sedimentreihe.

Neben dem Biotit sieht man darin schon mit freiem Auge viel Muskovit, ein Zeichen dafür, dass in diesem Tuff ausser dem vulkanischen Material auch fremde Bestandteile eine wesentliche Rolle spielen. Auffallend ist in der untern Hälfte dieser zusammenhängenden Tuffschicht die *gelbliche*, in einzelnen Streifen sogar *rötliche Farbe*. Diese Farbe ist stellenweise so gleichmässig und allgemein, dass sie den Gedanken an eine kontinentale Entstehung des Tuff unter warmen klimatischen Verhältnissen erwecken könnte.

Bei aufmerksamerer Untersuchung findet man jedoch an andern Stellen die gelbe Färbung unregelmässig verteilt, ja es lässt sich sogar feststellen, dass sie stellenweise nicht der Schichtungsrichtung folgt. Weiterhin können wir uns auch davon überzeugen, dass die unterste, grösste Tuffschicht, welche in Folge der unter ihr befindlichen, wasserundurchlässigen Mergelschicht das meiste Wasser führt, am stärksten rot gefärbt ist. Aber nicht nur der grobe Tuff,

sondern die dünnen sandigen Schichten, die zwischen den unter ihm folgenden Mergel gelagert sind, wie überhaupt im Allgemeinen die besser wasserleitenden Schichten, zeigen eine ähnliche rote Farbe. Wir müssen also die lebhaft rote Färbung für nachträglich, für das Resultat des zirkulierenden Wassers halten.

An einzelnen Stellen im obern, nahe an der bedeckenden Mergelschicht gelegenen Teile des groben Tuff finden wir nicht eine so einheitliche, schichtenweise verbreitete, sondern eine, wie es scheint, von unten kommende, mit Rissen im Zusammenhang stehende Färbung, die *granuliche, schaumige Zeichnungen* hervorruft. Der so gefärbte Teil ist viel härter, wie der ihn umgebende nicht gefärbte Teil. Eine von unten emporgestiegene *Opalinfiltration* hat diese zweite durchaus nicht allgemeine Färbungsart hervorgerufen.

Aber schon ursprünglich ist diese untere, 5–6 m dicke Wand nicht einheitlich. Stellenweise zieht sich eine grössere Quarzkörner enthaltende, schütterere Schicht darin, die schneller zu Grunde geht, als die benachbarte, dichtere, regelmässig feinkörnige Schicht und dem entsprechend eine schmale troge Vertiefung längs der Schichtung an der Wand bildet. An andern Stellen geht wieder der weisliche, an Mineralien ärmere, mehr Bimsstein enthaltende Teil schneller zu Grunde. Stellenweise ist der nachträglich von Limonit einheitlich und fest verkittete Teil der widerstandsfähigere und bildet einen aus der Wand vorspringenden Rand. Ausserdem zieht sich am östlichen Teil der Wand in ca. $\frac{3}{4}$ m Höhe vom Fusse aus gerechnet eine mergelige, z. T. limonitische Konkretionen enthaltende, an fremden Einschlüssen reiche Schicht. Es existiert auch eine zweite, weniger gut entwickelte derartige Schicht in ca. 3 m Höhe von unten.

Die verschiedenen Schichten machen die am östlichen Teil der Tuffwand befindliche, 1 dm betragende, senkrechte Verwerfung, deren östlicher Teil abgesunken ist, gut sichtbar. Dr. ANTON KOCH erwähnt und zeichnet in seinem Buche aus dem entfernteren westlichen Teile des Hójazuges eine 1.5 m starke Verwerfung.¹

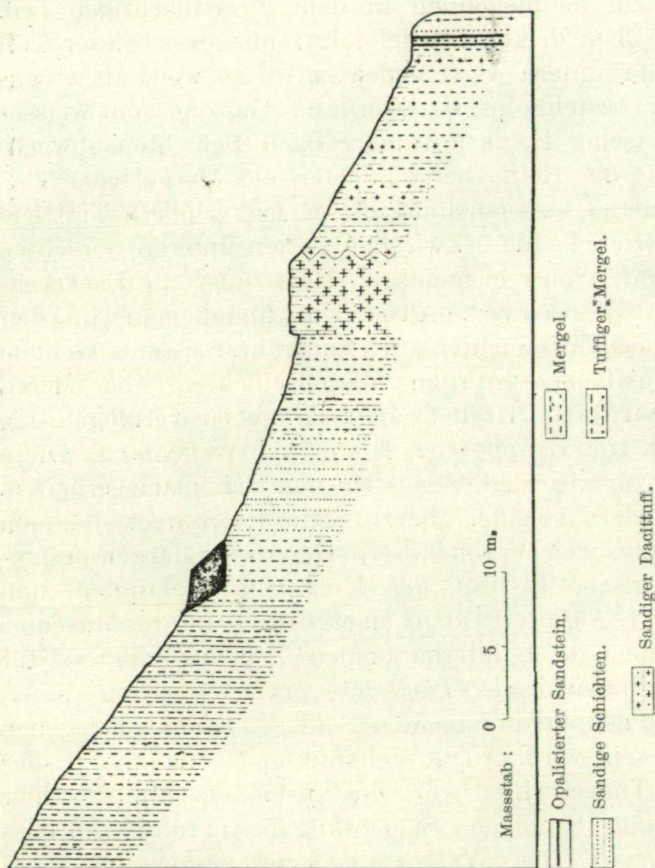
Diese Tuffschicht wird von vielen Sprüngen durchschnitten, welche meist in nordnordwestlicher Richtung und senkrecht dazu verlaufen. In diesen Sprüngen sind oft kalkige Inkrustationen zu finden, deren Stoff das zirkulierende Wasser teils aus den im Tuff befindlichen mergeligen Einschlüssen, teils aus der darüber liegenden

¹ Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens. II. Neogene Gruppe p. 57. Budapest, 1900. In ung. Text.

mergeligen Schichtenreihe gelöst hat. Dass diese Einschlüsse auch dort im Tuff vorhanden sind, wo wir sie mit freiem Auge nicht wahrnehmen, verrät ausser der mikroskopischen Untersuchung auch das Aufbrausen des Tuff bei Berührung mit Salzsäure. Ausser den Calcitinkrustationen haben wir an andern Stellen Salzausblühungen

gesammelt, welche Dr. STEPHAN FERENCZI als Na_2SO_4 (Mirabilit) Glaubersalz, mit geringer MgSO_4 Verunreinigung bestimmte.¹

In den 1910 gesammelten Ausblühungen, die an dem unter dem Tuff befindlichen Mergel vorkamen, hat Dr. ROBERT LUNZER Natrium — und was auffällig ist, Kaliumsulfat und Spuren von Chloriden bestimmt. Mit dem Mikroskop liess sich darin Mirabilit und Misenit (HKSO_4) nachweisen.



Wand mit Dacittuff von Hója.

Auf die untere dicke, zusammenhängende, sandige Tuffschichtenreihe folgt nach oben eine viel dickere, feinere und sehr abwechslungsreiche Schichtenreihe. Den Übergang zwischen beiden bildet eine $\frac{1}{2}$ m dicke, abwechselnd aus Tuff und Mergel bestehende Schicht, die offenbar zusammengewaschen ist und nach oben zu in sandigen, rasch wechselnden Tuff mit Wellenfurchen übergeht.

¹ Múzeumi Füzetek, Mitteilungen aus der mineralogisch geologischen Sammlung des Siebenb. Nationalmuseums, III. B. Nr. 1. p. 28. Kolozsvár, 1915.

Der obere tuffige, mergelige Teil der Wand zeigte 1907, aus welcher Zeit dies Profil stammt, noch eine ungefähr 16 m hohe, zusammenhängende Schichtenreihe. Besonders diese obere Reihe ist diejenige, deren Bild sich von Jahr zu Jahr sehr verändert.

Auch im Aufbau dieser Schichtenreihe kommt dem Tuff eine bedeutende Rolle zu, hauptsächlich in dem 2 m mächtigen Teil, der auf den untern 3 m dicken Mergel folgt: nur dass dieser Tuff wesentlich von dem untern verschieden ist, in so weit, als er aus viel feinern Teilen besteht, im Grossen und Ganzen von weisser Farbe ist und in rascher Folge mit mergeligen Schichten abwechselt. Im oberen Teile der Reihe herrscht dann der Mergel vor.

Bei der genaueren Untersuchung dieses feinen oberen Tuff lernen wir vielerlei Arten kennen. Zwischen seinen unteren Schichten befindet sich ein, mit Sand ausgefüllter Rest einer zur Fucaceenfamilie gehörigen Cystoseiraart. Ausserdem findet man in den höchsten Teilen dieser Tuffschichten auch andere interessante Gebilde an der Berührungsfläche mit den Mergelschichten, über deren speziellere Natur wir keine Rechenschaft zu geben vermögen, die also vor der Hand zur Gruppe der Hieroglyphen gehören. Diese sind in dem oberen opalisierten Sandstein am schönsten erhalten. Nicht von hier, sondern von der andern Seite des Szamos stammen diejenigen Exemplare, welche von unsern Hörern vor Jahren gesammelt in das zoologische Institut der Universität gelangten und welche Dr. STEPHAN v. APÁTHY 1910 in einer Sitzung unseres Museums sowie auch auf dem Grazer internationalen Zoologenkongress für den Abdruck des Ringelwurmes *Phyllodoce* erklärte, wovon später, bei der Behandlung des auf der rechten Seite des Szamos gelegenen Gebietes die Rede sein wird. Auch Wellenfurchen kommen in der oberen Gruppe der Tuffschichten vor, die zusammen mit der hier und da gut sichtbaren diagonalen Schichtung darauf hinweisen, dass diese Sedimente in seichtem Wasser abgelagert wurden und zeitweise auch trocken lagen.

Es ist daher wahrscheinlich, dass die Ablagerung des untern groben sandigen Tuff und der oberen feinern Tuffschichten einen viel grössern Zeitraum bedeutet, wie wir aus der geringen Schichtendicke zu schliessen geneigt sind; dass also diese oberen Tuffschichten mehreren Kolozser oberen Tuffschichten entsprechen.

Diese dichten Tuffe wechseln manchmal mit Mergelschichten von 1 cm Dicke ab. In der oberen Gruppe finden sich nur sehr selten und untergeordnet gröbere Tuffschichten. Es sind darunter nicht grade an dieser Stelle, sondern weiter westlich, in dem hier

noch erhaltenen höhern Niveau, auch ganz weisse Bimssteintuffe, unter denen eine auffallend rein aussehende Schicht vorkommt mit einzelnen grössern Bimssteinstückchen von 5 mm, sogar 1 cm Durchmesser. Einen hieran erinnernden größern, bimssteinhaltigen Tuff werden wir später auf der linken Seite des Szamos in einem ca. 200 m höher gelegenen Niveau in der Gruppe des Feleker Sandsteines finden.

In dem mergeligen Teile kommen stellenweise auch Globigerinen in grösserer Menge vor, namentlich nach Dr. ELEMÉR VADÁSZ's lebenswürdiger Bestimmung *Glob. bulloides* ORB., *Orbulina universa* ORB., *Truncatulina lobatula* WALLE u. B., *Cristellaria semilina* ORB.

Die obere tuffhaltige, mergelige Reihe bedeckte 1907 noch die, vorhin erwähnte, dünne, dichte Opalsandschicht, die gegenwärtig hier anstehend nichtmehr zu finden ist.

Südwestlich von der mit 468 m Höhe angegebenen Stelle in ca. 100 m. Entfernung befand sich 1907 ein durch Verwerfung entstandener und zur Sandgewinnung verwerteter Aufschluss, in dem man sehen konnte, dass ursprünglich auch über der opalhaltigen Schicht feine Tuff- und Mergelschichten vorkamen und dass mit diesen abwechselnd die Opalsandschicht sich öfter wiederholte.

Gegenwärtig sind solche opalisierte an Hieroglyphenreiche Schichten der Hója anstehend zwar nicht zu sehen, aber in verstreuten Stücken kommen sie nicht nur hier, sondern auch in der Umgebung der westlich anschliessenden 489 m hohen Erhebung reichlich vor. Die auf dieser bewaldeten Höhe gegrabenen Löcher zeigen, dass auch diese zweite Erhebung wesentlich aus dichtem, weissem, feinem, bimssteinhaltigen Dacittuff besteht.

Diesen feinen opalisierten Sandstein hielt CH. MAYER—EYMAR an dieser verdeckten Stelle für Flysch¹, indem er glaubte, derselbe stehe mit dem darunter aufgeschlossenen, versteinerungsreichen, untern Oligocän in Verbindung. Über die Hieroglyphenbildungen schreibt er folgendes: „Ces plaques chisteuses, de deux à quatre centimètres d'épaisseur, ne m'offrirent point, il est vrai, de *Fucoides* certains, mais en revanche beaucoup de ces petites concrétions en bas-reliefs, traces certaines de restes d'*Invertébrés*, comme le Flysch suisse en montre lui aussi assez souvent, et je recueillis en outre l'empreinte en creux d'un assez gros corps sinueux et annelé qui ne me parut pas inconnu.“

¹ Bulletin de La Soc. Géol. de France 4 Série, t. II. p. 389., 390. Paris, 1912.

Das mikroskopische Bild und die chemische Zusammensetzung der einzelnen Teile der Hójaer Dacittuffwand und des darunter befindlichen Mergel.

Bei der mikroskopischen Untersuchung finden wir, dass die Körner des untersten sandigen Mineraltuff im Allgemeinen nicht grösser sind, wie $\frac{1}{2}$ mm. Oft besteht nur ungefähr $\frac{1}{4}$ Teil auch dieses Gesteines aus Mineralien, das übrige ist Glas, an dem wir bei genauer Untersuchung stellenweise eine Faserbildung mit positivem Charakter wahrnehmen. Ausserdem finden sich darin auch flaumartige Umkristallisationsprodukte.

Der in ihm enthaltene *Quarz*, *Feldspat* und *Glimmer* sind nur zum Teil vulkanischer Herkunft. Selten kommt darin rotbrauner vulkanischer *Amphibol* und noch seltener *Augit*-bruchstücke vor. Ausser dem vulkanischen Tuffmaterial sind aber auch ziemlich viele ältere Mineralien, ausser dem erwähnten Quarz, Feldspat, Glimmer selten winzige Granatkörner und kleine Zirkonbruchstücke, weiterhin umkristallisierter sandiger Tonschiefer und Bruchstücke von kristallinem Schiefer zu finden. Ausser dem vorherrschenden braunen Biotit kommt auch rot gefärbter vor. Auch Magnetitkörner findet man ziemlich häufig. In einem solchen schwammigen, 0.4 mm grossen Korn ist auch ein Apatiteinschluss zu sehen. Ungefähr $\frac{1}{3}$ Teil der Mineralien in den untersuchten groben Tuffen ist nicht vulkanischen Ursprunges.

Im Dünnschliffe des unter dem Tuff befindlichen Mergel finden sich nur stellenweise unversehrte Foraminiferen, aber in dem von Eisenausscheidungen gefärbten, sandigen Ton kommen reichlich kleine Kalkbröckel sowie sandige Mineralbruchstücke, namentlich 30 μ lange Muskovitschuppen und Quarzkörner vor.

In der unter dem opalisierten Sandstein liegenden obern, dicken, dichten, weissen Tuffschichtserie erkennt man mit freiem Auge kaum irgend ein Mineral. Bei mikroskopischer Untersuchung verraten jedoch auch diese Gesteine eine grosse Manigfaltigkeit, einerseits was das Verhältnis der Mineralien und der glasigen Bestandteile zu einander betrifft, anderseits bezüglich der Grösse der Körner.

Es gibt darunter echte Bimssteintuffe, in denen das Volumen der Mineralbestandteile auf $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ oder noch weniger herabsinkt. In diesen herrscht also die glasige, vulkanische Asche stark vor. Sie bestehen aus reinen, optisch isotropen, aufgeblasenen Bimssteinbruchstücken und Glaskörnern, in denen man in der Regel

viele Luftblasen findet. Nur hie und da stösst man darin auf in beginnender Umkristallisation befindliche, flaumartige, entglaste Teile, die in der Richtung der Fäden negativen Charakter aufweisen. Anderswo beginnt die Entglasung in Form sich krümmender oder runder Fasern.

Manche Tuffschicht hat sich aus sehr kleinen, 10—100 μ langen, eckigen, bimssteinigen Glasstückchen aufgehäuft, deren Grenzlinien jetzt in den verwitterten und zusammengedrückten Gesteinen meist nur schwer zu erkennen sind.

Aber es gibt auch solche dichte Tuffe, in denen die kleinen Mineralien in so grosser Zahl vorhanden sind, dass ihr Volumen $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{5}$ des Gesteines beträgt. Die Mineralien dieser Mineraltuffe sind ziegel- oder splitterförmige Bruchstücke zumeist saurerer, gewöhnlich *Oligoklas*—*Andesin*, oder diesem nahe stehender Feldspäte in 100 μ oder geringerer Grösse. Häufig kommen darunter, wie auch unter dem weniger zahlreichen, aber doch in ziemlicher Menge vorhandenen *Quarz* uhrglasförmige, oder dreieckig gebuchtete Splitter, zersprengte kleine Bruchstücke vor. *Biotitschüppchen* sind seltener, Manchmal kommen auch *Magnetitkörnchen* vor, an eines derselben sah ich einen winzigen *Zirkon* geheftet. Sehr spärlich findet sich auch *Muskovit*, der auffallendste Vertreter der Vermengung mit Stoffen nicht vulkanischen Ursprungs, sowie alter, zerdrückter *Quarz*. Selten sind auch *Granatsplitter* zwischen den fremden Mineralien zu finden; aber man trifft auch ca. 100 μ grosse und kleinere Bruchstücke von *kristallinem Schiefer* an. Ziemlich allgemein, wenn auch in sehr geringer Menge kommen kleine *Hämatitpünktchen* und streifenförmige *Limonitfärbungen* vor.

Es ist überraschend, dass die kleinen Globigerinen (oft die einkammerige *Orbulina*) auch in dem mit freiem Auge ganz rein erscheinenden Tuff vorkommen. Sehr oft bilden sie kleine Gruppen in mergeligem Material, so dass wir aus ihrer Anwesenheit in diesem Falle auf einen Mergel einschluss schliessen müssen. Am meisten fallen sie bei gekreuzten Nikol's auf, denn die unversehrteren zeigen besonders bei oberer Einstellung ein dem optisch negativ einachsigen *Calcit* sehr ähnliches Bild. Bei einigen ist auch der innere Teil mit *Calcit* erfüllt, andere dagegen sind von amorphem Tuffmaterial ausgefüllt.

Mitunter wechseln die an Mineralkörnchen reichern und ärmern Tuffschichten in Form von feinen Linien mit einander ab. In einer davon erreichen die grössten Mineralkörner $\frac{1}{2}$ mm; diese Schicht steht also in dieser Beziehung schon dem untern, sandigen Tuff

nahe. Der mineralienreiche Streifen, der ungefähr zur Hälfte aus fremden Mineralkörnern besteht, erscheint dem freien Auge als eine graue Linie; der an glasiger Grundmasse reiche Streifen dagegen, von dem nur $\frac{1}{10}$ aus Mineralien besteht, ist weisslichgelb gefärbt.

Auf dieses Gestein bezieht sich die folgende Analyse Dr. ROBERT LUNZER'S aus dem Jahre 1901:

| | | | |
|--|---------|--|--------|
| SiO ₂ | 67.88% | Na ₂ O | 4.59% |
| Al ₂ O ₃ | 12.24 „ | K ₂ O | 2.31 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 0.44 „ | H ₂ O | 4.02 „ |
| FeO | 0.64 „ | Glühverlust | 3.24 „ |
| CaO | 2.45 „ | CO ₂ u. P ₂ O ₅ | Spuren |
| MgO | 0.55 „ | | 98.36% |

Einen zweiten feinkörnigen Tuff aus dem oberen Teile der Hója hat stud. phil. ERNST KISS im Jahre 1911 nach sorgfältiger Ausscheidung der mit freiem Auge sichtbaren mergeligen Einschlüsse mit folgendem Ergebnis analysiert:

Nach Behandlung mit conc. HCl aufgeschlossen mit 10% Na₂CO₃

| | | | |
|--|---------|------------------------------------|--------|
| SiO ₂ . . (löslich) . . | 32.25% | Na ₂ O | 1.14% |
| SiO ₂ . . (unlöslich) . . | 31.21 „ | K ₂ O | 1.37 „ |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | CO ₂ | 0.38 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 0.34 „ | Hygr.H ₂ O | 4.66 „ |
| FeO | 0.52 „ | Glühverlust (CO ₂) . . | 9.07 „ |
| CaO | 4.67 „ | | |
| MgO | 1.16 „ | Zusammen . . | 99.50% |

Dieser Tuff enthält 5—10 mal so viel amorphe glasige Bestandteile, wie Mineralien und unter den erstern finden sich auch $\frac{1}{10}$ mm grosse braune Teile. In der bei geringer Vergrösserung isotrop erscheinenden Grundmasse lässt sich bei starker Vergrösserung faserige Struktur und in der Längsrichtung der Fasern positiver Charakter erkennen. Es sind wenig flaumige, schwach doppelbrechende Kristallisationsprodukte von negativem Charakter darin enthalten. Die Lichtbrechung des Glases ist geringer, als $\alpha = n_p$ des *Oligoklas* (1.537), dagegen grösser, als die des einschliessenden Balzams.

Die kleinen Mineral- und Glasstückchen sind nur ca 10 μ gross, aber die grössten erreichen eine Länge von 250 μ . Ein solches grosses Feldspatbruchstück ohne Zwillingsbildung erwies sich als

*Oligoklas.*¹ Ausser den gewöhnlichen Mineralien kommen auch winzige *Hämatitschuppen* in diesem Tuff vor.

Den Gehalt an löslicher Kieselsäure eines dritten ähnlichen aber reinen Hójaer dichten Tuff bestimmte, in Anbetracht seiner Verwendbarkeit als Trass, BÉLA TUSKE mit folgendem Ergebnis:

| | |
|---|-------|
| A) Aus dem pulverisierten Gestein, <i>ohne jede vorhergehende Behandlung</i> mit 10%-iger Sodalösung, durch Kochen ausziehbares lösliches Kieselsäurehydrat | 3.74 |
| B ₁) Aus dem pulverisierten Gestein <i>nach Aufschluss mit Salzsäure</i> ausziehbare lösliche Kieselsäure | 28.18 |
| B ₂) Die übrigen in konz. Salzsäure löslichen Bestandteile | 21.59 |
| C) Hygroskopisches Wasser | 4.12 |
| D) Glühverlust | 5.74 |

Die mikroskopischen Eigenschaften des Opalsandsteines.

Den obern opalisierten Sandstein kann man seinem äussern Erscheinen und Vorkommen nach leicht für *opalisierten Tuff* halten. Die mikroskopische Untersuchung jedoch überzeugt uns davon, dass unter seinen, im Durchschnitt 0.1 mm grossen, sehr kantigen Mineralien das Material der Dacitvulkane eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Vor dem Eindringen des Opalbindemittels mag dieses feiner, lockerer Sand von grossem Porusvolumen gewesen sein. Unter den Mineralien herrscht *Quarz* vor, in dem sich Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen, oder nach deren Entfernung die zurückgebliebenen Hohlräume finden. Die Quarzkörner sind zum Teil gepresst; stammen also aus dem nahen kristallinen Grundgebirge. Ausser dem Quarz kommen in diesem Sandstein noch ziemlich viel *Muskovitschuppen*, weiterhin *Biotit* und *Feldspat* vor. Aber auch in den Feldspäten erkennt man meist die oft auch Muskovit enthaltenden Feldspattrümmer des kristallinen Grundgebirges und wir stossen nur selten auf vulkanischen Feldspat mit Glaseinschlüssen. Ausnahmsweise kommen auch 60 μ lange Körnchen von *Turmalin* vor, die den folgenden Pleochroismus aufweisen: ϵ = hell gelblich grau, ω = grünlich braun. Es kommen aber in diesem Sandstein hellere, gelblichbraune Turmaline, sowie ziemlich viele winzige

¹ IDDIGS gibt in seinem Buche die Lichtbrechung des trocknen Balsam mit 1.54 an, aber die Lichtbrechung des Balsam ändert sich bedeutend entsprechend dem Grade seiner Trockenheit.

Hämatit-Täfelchen vor. Seltner sind kleine Kalksteinbruchstücke, deren Zahl in einzelnen Sandsteinen sehr gross ist. Häufig findet man Globigerinen und andere Foraminiferen, reichlicher insbesondere an einzelnen Schichten entlang, wo gewöhnlich auch Tonmergelreste und Limonitfärbung vorkommen.

An einzelnen Stellen des Sandsteines herrschen die oben erwähnten Mineralkörner vor, sonstwo dagegen beteiligt sich amorphes, opalhaltiges, vielfach zersprungenes Material in gleicher oder gar vorherrschender Menge am Aufbau des Gesteines. Die ungleichmässige Verteilung des opalhaltigen Materiales trägt zum Teil Schuld daran, dass die Oberfläche des verwitterten Gesteines sehr höckerig ist.

Der die Tuffreihe bedeckende opalisierte Sandstein hat sich aller Wahrscheinlichkeit nach am Ufer unter Einwirkung kiesel-saurer Quellen gebildet.¹ Während und nach der Tufferuption geriet also die seichte Ufergegend zeitweilig aufs Trockene, wo opalhaltige Quellen hervorbrachen, deren Opalmasse stellenweise auch in die Schichten des Liegenden eindrangten.

Diese opalisierte, sandige Schicht ist trotz ihrer Dünne wegen ihrer grossen Widerstandsfähigkeit erhalten und in der Reihe der übrigen eintönigen Gesteine ein guter Niveauanzeiger, den wir gegen Süden zu am westlichen, tafelförmigen Rand, aber besonders nach Norden zu auf einem grossen Gebiete kennen lernen werden.

Mit Rücksicht darauf, dass zwischen den miocänen, mergeligen Schichten an der steilen Lehne der Hója reichlich sandige Schichten vorkommen, können wir dieselben nicht zu der untern Gruppe des Kolozsvärer Miocän rechnen. Die Transgression, welche das Meer die oligocänen, sogar eocänen, vielfach zerbrochenen, verworfenen Schichten überfluten liess, ist daher im mittlern Miocän erfolgt. Die Meeresablagerungen bilden hier eine ca 70 m dicke Reihe, nach deren Aufbau sich das Meer, wie es scheint zurückgezogen hat, die Reihe endet mit an Pflanzenresten reichen und zu oberst opalisierten, sandigen Schichten.

¹ Dr. A. KOCH lässt im II. T. p. 56. seines über das Siebenbürger Becken handelnden Buches das opalhaltige Material aus der Zersetzung der Andesinfeldspäte des Dacituff entstehen. Bei meinen mikroskopischen Untersuchungen habe ich solche zersetzte Feldspäte nicht gefunden; die Feldspäte sind im Gegenteil unversehrt und der Opal verbindet in der Regel nicht Tuff, sondern Quarzsand von zum grössern Teil nicht vulkanischer Herkunft.

3. Der Dacittuff des Szucságer Kőszegő und des Szt.-Páltető mit einem einleitenden allgemeinen Überblick.

Die Fortsetzung der ansehnlichen Tuffschichten des Hójazuges in nordwestlicher Richtung finden wir am Szucságer Kőszegő, wo dieselben dem Hójaer Vorkommen ähnlich mit Mergel des mittlern Miocän auf die Bryozoenschichten des obern Eocän gelagert sind.

Dieses Tuffvorkommen ist zwar gegenwärtig von dem der Hója abgetrennt, aber zweifellos war es einmal im Zusammenhang mit ihm und nur die Erosion des bei der Bácsorok sich im Nádas-tal öffnenden Hosszúpatak hat sie von einander getrennt.

Auf der geologischen Karte der k. ung. Geolog. Anstalt ist ganz richtig kenntlich gemacht, dass in diesem Teile des Beckens der am westlichsten gelegene Dacittuff ausser auf der Hója auch auf dem Kőszegő vorkommt. Die tatsächliche Verbreitung des Dacittuff können wir jedoch hiernach nicht beurteilen, denn grosse Gebiete sind hier mit der Farbe für „vorherrschend Dacittuff“ bezeichnet, wo überhaupt kein oder nur ganz vereinzelt Tuff vorhanden ist. So fehlt der Tuff auf dem Gipfel des südöstlich vom Kőszegő gelegenen, mit 470 m Höhe angegebenen Kertekdombja gänzlich, sehr verschmälert sehen wir ihn zusammen mit den zerstreuten Stücken des opalisierten Sandsteines östlich vom Kőszegő in einzelnen mangelhaften Aufschlüssen der mit Vegetation bedeckten tafelförmigen Oberfläche des gegen Kisbács zu gelegenen 530 m hohen Bércetető und des 511 m hohen Rózsás-zuges.

In letzter Zeit habe ich beträchtliche Dacittuffvorkommen entdeckt nördlich vom Bércetető, auf den Borsövény genannten Äckern (auf der Generalstabskarte 1:25000 mit Bocidomb bezeichnet) in der Nähe der Farkasverem benannten beckenförmigen Einsenkung, überall in einzelnen Stücken an der Oberfläche mit opalisiertem Sandstein vermischt. Dieses Vorkommen trennen mehrere ansehnliche ost-westlich verlaufende Verwerfungen von der vorigen ungefähr 120 m höher gelegenen tuffhaltigen Tafel.

Das nächst folgende grössere Dacittuffvorkommen befindet sich nordöstlich von Kisbács am Fusse des Szőlőtető, 435–450 m hoch, wo die untern Schichten desselben in einem, jetzt verlassenen Steinbruch ganz abgetragen worden sind, so dass an der im Steinbruch vorhandenen, 12 m hohen Wand anstehend nur der auf den untern Tuff folgende Globigerinenmergel und die sandigen

Schichten zu sehen sind, die mit einander und mit ungefähr vier 30–40 cm dicken dacittuffhaltigen Schichten in dichter Folge abwechseln.

Die Bedeutung dieser Wand liegt z. T. darin, dass 5 m von ihrem obern Ende unter der obern Tuffschicht zwischen mergeligen Schichten die opalisierte, kalkige, 3–4 cm dicke, von Limonit gefärbte *Sandsteinschicht* an ihrer ursprünglichen Stelle zu sehen ist, mit an ihrer unteren Seite vorhandenen hieroglyphenartigen Bildungen. Diese sind so zu Stande gekommen, dass die negativen Abdrücke auf der Oberfläche des Mergels sich mit feinem Sand erfüllten. Auch das ist sehr interessant, dass unter der obersten Tuffschicht, über der den Hieroglyphensandstein bedeckenden 60 cm dicken Mergelschicht ein dünner Zug von abgerundeten, im Durchmesser 1–3 cm betragenden, limonitischen Quarzkieseln zu finden ist und dass das Material der 1 m dicken Sandsteinschicht, die sich über der Tuffschicht vorfindet, im Vergleich zu den untern Schichten sehr grob wird, da auch 2–3 cm grosse Kiesel häufig darin vorkommen. Dies sind solche Züge, die eine zeitweilige Erhebung des Grundes, andererseits aber den Übergang in den Feleker Sandstein erkennen lassen. Sandstein und lose, sandige Schichten findet man nicht nur hier, sondern auch weiter oben am Abhang und auf dem Gipfel des Szőlőtető, sowie auf dem nach NW die Fortsetzung dieser Tafel bildenden, breiten, im Pliocän bereits trocken gelegenen Gebiete, das auf der Karte Hegymegirtása und in seiner Fortsetzung von den Ortsansässigen Szent-Istvánwiese genannt wird; diese Schichten gehen in ihren obern Teilen teilweise in Konglomerat über. Die mächtigen abgerutschten Tafeln dieses Sandsteines finden wir auch einen halben km weit vom westlichen Ende von Kisbács in dem untern Teile des hier ausmündenden Graben auf dem Bryozoenmergel, wie andererseits die abgerutschten Schichten des Tuffzuges bei den westlichen Häusern des Ortes zu sehen sind.

Sehr viele, mächtige, metergrosse und noch grössere permische Rotsandsteine, sowie Rhyolith- und Dacitblöcke aus der Vlegyásza sind gleichfalls hier und überhaupt im Verlaufe des Kecskés- und Nádasstes zu finden, die beweisen, dass der Rand der Vlegyászagruppe des westlichen Grenzgebirges des Siebenbürger Beckens noch im Pliocän unter einer permischen Sandsteindecke war, die seither ganz weggeräumt wurde. Permische Sedimente sind gegenwärtig in der Vlegyásza nur an einigen eingestürzten Teilen am Laufe des Draganbaches erhalten.

Über der Szent-Istvánwiese erhebt sich der mit 645 m Höhe markierte Hegyes-berg, dessen mit gröberem Konglomerat beginnendes sandiges Material nicht nur petrographisch mit dem der „Feleker Schichten“ übereinstimmt, sondern auch stratigraphisch ganz dieselbe Lage einnimmt, also schon auf Grund dieser Analogie unter die sarmatischen Sedimente zu rechnen ist. Es ist bezeichnend, dass 1874 auch Dr. ANTON KOCH dieselben als mit den Feleker Schichten identisch betrachtete und dem entsprechend den Zug des Szőlőtető auf seiner geologischen Karte färbte, allerdings hielt er damals noch beide Schichten für oberes Oligocän.¹

Weder auf diesem Höhenzuge finden wir den auf der Karte in ca 4 km Länge eingezeichneten Tuff, noch auch weiter nördlich gegen Nádaskóród zu auf dem Malomgát, dagegen ist Dacittuff mit Opalsandstein südlich von Kisbács in dem 424 m hohen Zuge des Hegytető vorhanden.

Auch auf dem Gebiet der Gemeinde Nádaskóród finden wir nur an dem südlich vom Dorfe gelegenen Abhange in ca 600 m Höhe die dünnen Bruchstücke des Dacittuff, sowie weiter nach Süden im obersten Teile des Csipkés árok. Im Orte Nádaskóród selbst ist nicht Tuff, sondern sandige „Forgácskút-er Schichten“ des obern Oligocän anstehend zu finden, auf welche an der Nordseite die durch ihre Versteinerungen berühmten Kóróder Schichten folgen.

Wir sehen also auf dem Gebiete nördlich vom Kőszegő, in der Farkasverem und ihrer Umgebung ein bedeutenderes Dacittuffvorkommen und müssen ein gleiches auch auf dem Kőszegő selbst annehmen. Leider ist hier an dem von Wald und zum Teil dichtem jungen Gestrüpp bewachsenen Berg zur Zeit kein Aufschluss. Auf der Südseite sind die sicher durch alte Steinbrüche verursachten Einsenkungen von jungem Walde bewachsen. Auch der steile Bruch an der Westseite zeigt keinerlei Aufschlüsse. Jedoch die Steine an der ca 40 m hohen südlichen und westlichen Seite des tafelförmigen, sich plötzlich erhebenden Berges, die zwischen dem Laub zum Vorschein kommen, sind sämtlich Tuffstücke. Es finden sich solche darunter, die eine mit freiem Auge sichtbare gute Schichtung zeigen, aber auch solche, an denen eine Schichtung kaum zu erkennen ist.

Ausser dem Tuff findet man an einzelnen Stellen feinen Sandstein, weiterhin opalisierten wulstigen Hieroglyphensandstein in

¹ Dr. KOCH A. Adatok Kolozsvár vidéke földtani képződményeinek pontosabb ismertetéséhez. Földt. Közl. 1874. (nur in ung. Text.)

Stücken, wohl die meisten an der Südseite oberhalb der guten Quelle, in dem Graben, der an das untere Ende von Szucság führt, wo ein beträchtlicher Teil des aus Tuff bestehenden Gipfels auf die Intermediaschichten des obern Eocän abgerutscht ist.

Vom Aufbau des Kőszegő kann man sich in Ermangelung jeglichen Aufschlusses kein sicheres Bild machen, daher kann ich nur aus den einzelnen Stücken, die sich an seinen Abhängen finden, auf Grund der bekannten Wand an der Hója auf diesen interessanten Tuffberg schliessen. Unter den makroskopischen Eigenschaften der Gesteinsstückchen ist eine wichtige die, dass einzelne keine Schichtung zeigen; es sind weisse grosskörnige Tuffe mit stellenweise bimssteinartiger Struktur. Dagegen kommen auch rötliche, biotitreiche geschichtete Tuffe vor, in denen sich auch Muskovit und andere Mineralien nicht vulkanischer Herkunft reichlich finden.

Die mikroskopischen Eigenschaften des Dacittuff vom Kőszegő.

Der vom östlichen Ende des Kőszegő stammende weisse, grobkörnige Tuff zeigte bei der mikroskopischen Untersuchung die folgenden Eigenschaften: Die Rolle des glasigen Materials ist sehr wechselnd, so dass die Menge der Mineralien $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ der Gesamtmasse beträgt; unter diesen kommt *Muskovit* von fremder Herkunft kaum vor. Die *Glasmasse* besteht aus verwirrten Haufen von Bimsstein und andern glasigen Gebilden. Manche Glasstückchen enthalten auch *Apatit*, aber die Kristallisation der meisten ist noch nicht einmal so weit fortgeschritten. Mit den vulkanischen Explosionen ist nur wenig, nicht vulkanisches Material herausgeschleudert worden.

Die glasigen Bestandteile des vulkanischen Tuff sind ziemlich abwechselungsreich entwickelt, in so weit als sie einerseits verschiedene Grade von Porösität zeigen, andererseits darin braune, reichlich Trichite enthaltende Obsidiankörner vorkommen, die oft, senkrecht zur Richtung der Trichite, zu der Länge nach positiven Streifen umkristallisiert sind. Es finden sich auch 100 μ grosse reine Glaskörner, sowie auch Bruchteile umkristallisierter Grundmasse darin. Ausserdem kommen Rhyolithstückchen mit regelmässigen Sphärolithen von negativem Charakter und andere eruptive Trümmer darin vor, die sehr dem Gestein des Dragantales in der 40 km weit westlich gelegenen Vlegyásza ähneln und aus den durchbrochenen Sedimenten eingemengt werden konnten.

Die Mineralkörner sind ungefähr 1 mm gross, aber es gibt auch kleinere darunter. Die *Feldspate* zeigen überhaupt durch ihre ausgeprägte Zonenstruktur deutlich, dass diese Mineral- Glas- und

Gaseinschlüsse enthaltenden Bruchstücke gewaltsam durch die heftige Explosion zerstückelt wurden. Die äussere Zone eines derselben erwies sich als *Oligoklasalbit*, ein anderes Bruchstück als *Oligoklasandesin* und *Andesin*. Dazwischen sind viele vulkanische Quarzkörner, mit rhomboederförmigen $40\ \mu$ grossen Glaseinschlüssen, (negativer Kristall). Der *Biotit* ist nur durch sehr wenige, in Chlorit übergehende Blättchen vertreten und in geringer Menge findet sich brauner *Amphibol*. *Magnetit*körner kommen auch frei vor.

Als fremde, nicht vulkanische Gebilde kommen kristalline Schieferbruchstücke in diesem Tuff nur vereinzelt vor; ein solches ist z. B. ein $100\ \mu$ grosses Korn aus Quarz und Muskovit. Bei der genauen Durchmusterung mehrerer Schliffe fand ich ausser den Bruchstücken von kristallinem Schiefer noch vereinzelt alten Quarz mit Hohlräumen und Flüssigkeitseinschlüssen, *Chlorit*, *Pyroxen*, kleine $150\ \mu$ grosse *Granatkörner*, *Turmalin* ($100\ \mu$), $200\ \mu$ langen *Sphen* und *Zirkon*.

Der auf dem Gipfel des Kőszegő an der Westseite vorkommende, rötliche, sechseitige Biotitblättchen enthaltende Tuff ähnelt dem der Hója. Auch an diesem kann man eine Schichtung kaum wahrnehmen, auch die Glimmerblättchen liegen nicht alle nach einer Ebene angeordnet und mit freiem Auge betrachtet verraten nur ganz wenige Muskovitblättchen die Anwesenheit fremder Bestandteile. Im übrigen ist auch dies ein auffällig reiner Glastuff, in dem jedoch bereits viel mehr Mineralien vorkommen, wie im vorigen, so dass beinahe die Hälfte des Gesteines Mineralkörner ausmachen, die ca $\frac{1}{2}$ mm und nur selten grösser als 1 mm sind. Was die Mineralien betrifft, so gilt im Grossen und Ganzen dasselbe, was ich über diejenigen des vorigen Gesteines geschrieben habe.

In dem amorphen Teil ist Bimssteinstruktur nur in geringen Bruchteilen und auch in diesen nur schwach entwickelt. Dieser Tuff scheint also einer mineralienreichen Schicht der Hójaer obern Tuffreihe zu entsprechen.

Im Zusammenhang mit dem Ausbruch des Dacittuff auf dem Kőszegő drangen zuletzt opalhaltige Lösungen in grosser Ausdehnung an die Oberfläche. Ausser dem auf der Hója kennen gelernten opalisierten Sandstein finden wir hier auch roten und gelben Jaspis.

Der flüchtig untersuchte Dacittuff der Farkasverem ist ein Mineraltuff, der zu $\frac{1}{3}$ seines Volumens von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ mm, aber ausnahmsweise auch von über 1 mm grossen Mineralbruchstücken gebildet wird. Die Mineralkörner sind: Quarz, Feldspat, darunter viele Plagioklastrümmer mit Zonenstruktur, Biotit, Mag-

netit, sehr wenig kleiner Muskovit, Chlorit, Amphibol, brauner Turmalin mit Zonenaufbau und Granat, also zum Teil Sandkörner, die älter sind als die Explosion.

Stellenweise halten dünne Glasfäden diese Mineralien zusammen, an andern Stellen jedoch häufen sich bis zu 2 mm lange, in einem Gestein bis zu 5 mm lange, amorphe fädige oder nicht fädige Glastrümmer nur aufeinander. Mancher Tuff macht den Eindruck, wie wenn er kleinkörnigen Sand durchbrochen habe und die fremden Mineralien in das Gestein mitgerissen worden wären. Vereinzelt kommen trichitische und reine Obsidiankörner, so wie auch andere umkristallisierte eruptive Brocken darin vor.

Weiterhin finden sich auch solche ungeschichtete oder schwach geschichtete, kleinkörnige Tuffe, in denen die Menge der Mineralien auf $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$ des Volumens herabsinkt, in denen also einen grossen Teil des Gesteines die Glaskörner bilden. Von farbigen Mineralien sind in diesem gewöhnlich tabakbraune Biotite in der grössten Menge vertreten. Muskovit kommt nur sehr wenig vor. Die Grösse der Mineral- und Glasbrocken wechselt zwischen 20—300 μ . Die Arten sind dieselben wie vorhin. Was die Gesteinseinschlüsse betrifft, so häufen sich, ausser Rhyolith, kristalliner Schiefer, in einzelnen Gesteinen auch Mergelbrocken an.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass am westlichen Rande des Miocänbeckens in der Gegend von Kolozsvár an mehreren Stellen Tuffschichten von beträchtlicher Dicke vorkommen, aber nirgend, nicht einmal in dem imposanten Zuge der Hója in solcher Mächtigkeit, noch so rein, wie auf dem Kőszegő, wenn wir ferner in Betracht ziehen, dass die Mineralkörner und vulkanischen Glasstücke hier am grössten sind und der Tuff verhältnismässig am reinsten seine vulkanische Herkunft zeigt: so müssen wir auf dem Kőszegő oder vielleicht in der in seiner Nähe befindlichen Farkasverem ein Eruptionszentrum annehmen, aus dem die Tuffablagerungen der Umgebung stammen. Allerdings ist an diesen Stellen eine zusammenhängende Eruption nicht zu sehen, sowie auch diejenige Art der Gesteinsstruktur, wie ich sie vom Kolozser Farkascsúp beschrieben habe, aber man muss bedenken, dass hier Aufschlüsse gänzlich fehlen, dass wir, da das Gestein auf der einen Seite von Wald, auf der andern von Ackerfeldern bedeckt ist, bezüglich der nähern Umstände dieses Vorkommens mehr nur auf Vermutungen angewiesen sind.

Das verbindende Glied zwischen dem Tuff der Hója und des Kőszegő bildet der Tuff des Szt.-Pálteiő, der von den vorigen

geschieden, sogar selbst in zwei Teile geteilt ist. Es finden sich hier dieselben Arten von Tuffen, wie wir sie schon vom Kőszegő und der Hója näher kennen gelernt haben. Namentlich der *grobkörnige Mineralientuff* ist hier vorhanden, der zur Hälfte von $\frac{1}{2}$ mm grossen *Feldspat*-, *Biotit*- und *Quarz*bruchstücken gebildet wird. Ausser diesen Mineralien vulkanischer Herkunft kommen in geringer Menge nicht vulkanischer *Quarz*, *Muskovit* und *Turmalin*, selten auch *Augit* darin vor. Die Bimssteinfäden erreichen eine Länge bis zu $1\frac{1}{2}$ mm. Auch grüne, kugelige *glaukonit*-artige, tonige Bildungen von $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser, mit kalkiger äusserer Hülle sind zu finden.

Auf der Südseite kann man deutlich sehen, dass hier auf die obern eocänen Intermedien- und stellenweise Bryozoenschichten, grade so wie auf dem Kőszegő, die Transgression des mittlern Miocän erfolgte, deren kaum 20–30 m mächtige Schichtenreihe ein dünner Rest von Dacittuff bedeckt, mit dem am nördlichen Abhang auch Stücke des Opalsandsteines vorkommen. Die Intermedien Schicht wird am nördlichen Abhange zum grössten Teil durch den abgerutschten mittelmiocänen Mergel verdeckt.

Westlich vom Kőszegő kenne ich kein Tuffvorkommen. Es scheint jedoch natürlich, dass die Tufferuption ursprünglich nicht mit der dicken Schicht des Kőszegő geendet haben mag, sondern dass sie Asche, Sand und Lapilli auch auf das von hier westlich sich ausbreitende Festland streute, woher die Erosion nachträglich alles weggeräumt hat.

Nach Norden zu kenne ich bei Kisbács, Papfalva, Nádaskóród, Magyarnádas die Fortsetzung dieses Tuff, von welchem eingehender bei dieser Gelegenheit nicht die Rede sein wird.

Wenn wir die in der Umgebung von Kolozsvár am linken Ufer des Szamos vorkommenden, wahrscheinlich dem in der Gegend des Kőszegő vorhanden gewesenen Explosionskrater entstammenden Dacittuffe mit den in meiner erster Veröffentlichung beschriebenen, vom Farkascsúpus stammenden Tuffen von Kolozs vergleichen, so können wir feststellen, dass die zur Gruppe des Kőszegő gehörigen Tuffe viel mehr verwandte Züge mit den Gliedern des Kolozser obersten (III), oder mittlern (II); wie mit dem untersten (I) Tuffzug verraten.

4. Die südlich von Kolozsvár auf der rechten Seite des Szamos vorkommenden Tuffschichten.

Das Profil des Hójazuges und des Kőszegő mit dem aufgelaagerten Opalsandstein und weiter nördlich zwischen Kisbács und Nádaskóród mit dem, in einem höhern Niveau vorkommenden Konglomeratsandstein machen einen Vergleich mit den auf der rechten Seite des Szamos, südlich von der Hója gelegenen Tuffvorkommen wünschenswert, über welchen sich auch das durch Versteinerungen festgestellte obere Miocän, der Sarmata-sandstein vorfindet.

Wir werden folglich die tuffenthaltenden Schichten auf dem Gebiet zwischen Erdőfelek, Kolozsvár, und dem südwestlich davon gelegenen Kolozstótfalu kennen lernen, um dann allgemeine Schlüsse ziehen zu können.

Auf diesem grossen Gebiet, besonders auf seinem östlichen Teile, finden wir keine derart zusammenhängenden ansehnlicheren Tuffaufschlüsse oder Wände, wie wir sie am linken Ufer des Szamos kennen gelernt haben. Hier finden wir auch bei sorgfältigem Suchen den Tuff meist nur in einzelnen zerbrochenen Scherben oder in kleinern Zügen, welche den im einleitenden Teil erwähnten zerrissenen und gegen das Szamostal zu abgerutschten Charakter des Gebietes verraten.

Es ist nicht vergebene Mühe, diese zerstreuten Tuffschichten zusammen zu suchen und näher kennen zu lernen. Die mikroskopischen Eigenschaften verraten besser ihre Zusammengehörigkeit, bzw. ihre Unterschiede und geben bezüglich ihrer Abstammung viele wertvolle Aufklärungen.

Die Tuff enthaltenden Schichten der Erdőfeleker Seite.

Bemerkenswert ist, dass am nördlichen Rande von Erdőfelek unter dem Friedhof auf der Kosta starpa in 700 m Höhe an der Strasse auf feinen Sand gelagert, Dacittuff enthaltender Mergel vorkommt, in dem auch haselnussgrosse Bimssteinstücke vorhanden sind, welche an den auf dem Gipfel der Hója gefundenen Tuff mit seinen centimetergrossen Bimssteinstücken erinnern. Eine dickere Reihe ähnlichen mergeligen Gesteines findet man weiter unten in 685 m Höhe im Graben, wo im Zusammenhang damit auch Opalsandstein vorkommt, dessen abgebrochene, abgerutschte Stücke auch tiefer unten in verschiedener Höhe vorkommen.

Dass dieser im Ganzen 45 m unter dem Erdőfeleker Templomdomb liegende Dacittuff enthaltende Mergel, sowie die etwas tiefern,

abgebrochenen, hinzugehörigen Schichten zu den sarmatischen Sedimenten zu zählen sind, das beweist auch, ausser den im einleitenden Teile aus der Ajtoner, der Feleker ähnlichen Schichtenreihe aufgezählten tierischen Überresten, die aus dem von diesem Tuff südwestlich 1 km weit entfernten Graben, oberhalb der Landstrasse aus schieferigem Mergel stammend, zu den Fucaceen gehörige Alge, *Cystoseira Partschii*, diese charakteristische Pflanze der sarmatischen Schichten, welche vom Universitätspraktikanten HANS TULOGDI und stud. phil. JULIUS BIHARI 1913 gesammelt und bestimmt wurde. Ausserdem kommt hier vor:

Pinus Felekiensis Staub.

Quercus mediterranea Ung.

Cinnamomum Scheuchzeri Heer.

Acer trilobatum Al. Br. Diese lassen auf eine subtropische Küste und an derselben lebende Nadel- und Laubwälder schliessen.

Nördlich von Erdőfelek kenne ich ostnordöstlich $\frac{1}{2}$ km vom Wegräumerhause an der Landstrasse entfernt, in dem mittlern grossen Graben die am besten zusammenhängenden dünnen Tuffschichten, ca 550 m hoch über dem Meeresspiegel. Über der Vereinigung dieses Grabens mit dem anderen sind hier in einer Ausdehnung von ca 200 m die Mezőseger Mergelschichten von einzelnen härtern Sandsteinbänken unterbrochen, die als widerstandsfähigere Schichten stellenweise kleine Wasserfälle zu Stande kommen lassen. Auch eine dünne kohleführende Schicht kommt hier vor, entsprechend den im Györgyfalvaer und den von Erdőfelek südlichen Gräben kennen gelernten Verhältnissen.

Auf die kohleführende Schicht folgt $\frac{1}{2}$ m schieferiger Mergel, 0·15 m Sandstein, 1 m Mergelbank, 0·30 m Sandsteinbank, darin kindeskopfgrosse Kugeln, darüber 1·50 Mergel, 0·25 m Sandstein. Im Ganzen fallen diese Schichten sehr sanft gegen SSO und gehören zu der von der Kolozsvärer Salzquelle südwestlich streichenden Antiklinale, welche sich allmählich an den Rand der Feleker Tafel schmiegt.

An einem 4 m hohen Aufschluss konnte man 1910 gut sehen, dass die 0·4 m dicke, dichte Tuffschicht mehrfach mit den gipshaltigen Schichten eines dünnern groben Sandsteines abwechselt.

Ohne eine speziellere Beschreibung der tuffhaltigen, mergeligen dichten Gesteine zu geben, will ich hier nur soviel hervorheben, dass unter diesen auch feine, sandige, bimssteinige Tuffe, bestehend aus Quarz, Muskovit, wenig Biotit, winzigen (10 μ) Kalkkörnern, spärlichen ausserordentlich kleinen Hämatit-, Magnetit-, Feldspat-

kristallen vorkommen, die ungefähr zur Hälfte noch aus eruptivem Material bestehen. Aber es gibt auch solche, in denen der glasige Teil bereits sehr untergeordnet ist, das Gestein zum grössten Teil von einem glimmerreichen, umkristallisierten, grünlichen, tonigen Gemenge zusammengesetzt ist, in dem rote zygosporienartige Gebilde vorkommen.

Die Korngrösse ist bedeutend kleiner manchmal grösser als $\frac{1}{10}$ mm. Der glasige Tuffteil ist stellenweise derart verklebt, dass sich die ursprünglichen Körner nicht mehr unterscheiden lassen, manchmal jedoch sind sie von einander abgesondert. Es scheint daher, dass auch diese den obersten feinen Tuffschichten des Hójazuges entsprechen.

In einem untern Abschnitt dieses Grabens findet sich auch ein anderer häufiger Zug des obersten Tuffniveau's der obern Tuffschichten des östlich von Kolozsvár gelegenen Gebietes, nämlich der kalkige Tuff. Dies ist ein dichter brauner Tuffmergel, in dem sich nur unter dem Mikroskop die weniger als $\frac{1}{10}$ mm grossen, dichten, reichlich vertretenen Glassplitter mit hackigen Zapfen und die weniger zahlreichen Bimssteinstücke erkennen lassen. Diese vulkanischen Stoffe sind von jüngeren kristallinen Calcitgebilden umgeben, ja die fadenförmigen Bimssteinstückchen beginnen selbst zu verkalken. Die schwarze Farbe wird grösstenteils von Pflanzenresten verursacht, unter denen sich auch an Zygosporien erinnernde Gebilde vorfinden. Ausserdem kommen auch 70 μ grosse, alte Quarz- und Magnetitkörner in diesem Gestein vor.

Über diesen abwechselnden Tuff-, Ton- und Mergelschichten folgen nicht weit Konglomerate, vorherrschend aber sandige sarmatische Schichten, zwischen denen oben in Erdőfelek am NO-ende des Dorfes, sowie 1 km westlich vom Orte im Graben zwischen Gruju und Ripa in ca 700 m Höhe in der Wand des obersten Bruches auch mergelige feinere Schichten vorkommen.

Der Erdőfeleker Fersecel.

Man muss die Tuffstücke, welche nordöstlich von Erdőfelek im westlichen Graben des auf der Karte *Fersecel* genannten Gebietes in ca 450 m Höhe zu finden sind, für Stücke des obersten geschichteten Tuff halten, der hier gleichfalls gegen SSW zu unter 20° einfällt.

Unter dem Mikroskop finden wir darin ausser viel feinkörnigem Quarz, Feldspat und Glimmer kleine amorphe Glaskörner, die grösstenteils zerdrückt sind, aber die übrigen kleinen Mineralien

verraten noch an einigen Stellen die Grösse des ursprünglichen Tuffkornes. Rote an Zygosporen erinnernde Gebilde kommen auch hier vor.

In einem andern hierher gehörigen, etwas gröbern sandigen Tuff kommen auch kalkige Teile, weiterhin wenige kleine Globigerinen und Pflanzenreste vor.

Zwischen den beiden, nördlich von Erdőfelek findet man an den steilen Bruchstellen der *Subkoste* genannten Hügel bis zu 650 m Höhe oft ein ziemlich starkes, bis zu 20°–40° sich erhebendes Einfallen nach S oder SSO. Wenn wir in Betracht ziehen, dass nördlich hiervon im obern Teile des Békás die Schichten nördlich oder nordnordwestlich unter 10°–30° einfallen, so haben wir die vorhin erwähnte Falte, die sich der Feleker Tafel anschmiegt, vor uns. An der Subkoste wechseln Fischschuppen führende Mergel, mit sandigen, kalkigen, zum Teil tuffhaltigen Sedimenten ab, auf welche der Feleker Sandstein als Decke folgt. An dieser Seite ist im 654 m Höhe eine dünne tuffenthaltende Mergelschicht, welche unter 40° nach S zu einfällt. Glasige Teile sind in diesem Globigerinenmergel nur wenige. Weiter unten dagegen in 550 m Höhe sind aus feinen Bröckeln bestehende zerdrückte Glastuffschichten zu finden, in denen wenig fremde, sandige Bestandteile vorkommen, nur stellenweise sind viele 20–30 μ lange Muskovitfäden und kleine Globigerinen vorhanden.

Es sei bemerkt, dass ich eine ähnliche tuffige, mergelige, Fischschuppen enthaltende Schicht südlich von Erdőfelek an der Wand des am Fusse des Rozsinahügels verlaufenden *Olárbaches* gefunden habe, wo dieselben in ca 600 m Höhe sehr sanft (3°) gegen Norden zu fallen scheinen.

Der Kolozsvärer Házsongárd und seine Umgebung.

Ich erwähne hier, dass solch zerstreute Tuffscherben auch südlich von Kolozsvár, auf der westlichen Seite der Erdőfeleker Landstrasse 520 m und in den auf der östlichen Seite gelegenen Gräben 480 m hoch, weiterhin am Süden der Stadt in den Gärten des Házsongárd und auf der Terrasse, die östlich von den äussersten Gärten sich in 430 m Höhe ausbreitet, wenig diluvialen Schotter trägt und neuerdings zum Spielplatz aussersehen ist, bei Gelegenheit von Erdarbeiten an die Oberfläche gelangt sind. Ich fand dieselben auch weiterhin in einem der Einschnitte neben der „Társadalom“ in der Majálisgasse kaolinisiert und verkalkt, sowie nordöstlich von hier in den das obere Ende der Görögtemplomgasse abschlies-

senden HIRSFELD- und ESTERHÁZY-gärten in 420 m Höhe. Dass diese hier abgerutscht und nicht an ursprünglichen Stelle sind, das beweist ihr Auftreten mit Feleker Sandsteinkugeln zusammen in den Einschnitten neben der „Társadalom“ und auch ihr sonstiges Vorkommen mit Feleker Sandstein zusammen.

In dem gepressten dichten Tuff aus dem Garten des Bürgermeisterstellvertreters, L. ESTERHÁZY kommt sehr wenig, $\frac{1}{10}$ und noch weniger Volumen erfüllender 100 μ messender und kleinerer Quarz und Feldspat, weiterhin kleine halbkristalline Schieferstücke, mit grünen und limonitischen Teilen vor. Auch in Zusammenhang mit den Planierarbeiten Ende 1915 im oberen Teile des zu Beginn des Krieges zustande-gekommenen Soldatenfriedhofes konnte man die verkalkte Tuffschicht sehen.

Die Tuff enthaltenden Schichten des Soldatenfriedhofes.

In den, zusammenhängend mit den Verwüstungen des gegenwärtigen Krieges reichlich gegrabenen Gräbern hatte ich die Gelegenheit den Zusammenhang dieses verkalkten Tuff mit den tiefern Schichten zu beobachten, sowie auch in den 3-4 m tiefen Probeflöchern, die auf meinen Wunsch im Interesse des geplanten Erinnerungsdenkmales ausgehoben wurden.

Zwar kommen ganz verkalkte oder lehmige, im übrigen auffallend reine Dacitglastuffe im Zusammenhang mit Mergel auf dem Gipfel der Anhöhe vor, aber sie finden sich auch in den Gruben der östlichen Hälfte des Friedhofes unter der nordwestlichen Ecke des israelitischen Friedhofes. Die Schichten an der Oberfläche der Anhöhe scheinen sich in fast horizontaler Lage zu befinden, die tiefern Schichten dagegen haben in der Nähe des Gipfels ihre ursprüngliche Lage verlassen und fallen nicht in gleicher Weise, nicht einmal gleichmässig, im Allgemeinen aber unter 15° gegen SO zu, wovon ich mich 48 m nördlich von der städtischen Höhensäule in der am Südwestende des Kriegerfriedhofes gegrabenen 4,5 m tiefen Versuchsgrube überzeugt habe.

Auch in der östlichen Hälfte des Kriegerfriedhofes ist das Fallen der Schichten sehr verschieden, in so ferne, als auch an dieser tiefern Stelle 1-2 m unter der Oberfläche in Folge von Brüchen und Rutschungen die oben erwähnten verkalkten Glastuffe der Höhe vorkommen, die mit freiem Auge betrachtet manchmal wie Sand aussehen und an einzelnen Stellen zerdrückt oder in losem Zustande vorkommen. Diesen tiefer gelegenen kalkigen Dacittuff konnte ich am besten in der Nähe der Nordwestecke des Judenfriedhofes in

einer 5 m tiefen Versuchsgrube und in den Gruben oberhalb des alten Brunnen beobachten, wo man ein Meter tief unter der Oberfläche ein westnordwestliches Fallen der Schichten unter 10° , weiter nach Osten ein ähnliches unter 20° — 30° messen konnte. Es ist zu bemerken, dass zwischen diesen obern Tuffen auch genau ähnliche lose, sandige Tuffe vorkommen, wie sie von hier südwestlich der Plecska-höhe und dem Vadas in bedeutend grösserer Höhe zu finden sind. Weiter östlich im Kriegerfriedhof, ca 50 m von der Tordaerstrasse entfernt, beobachtete ich eine ganz andere Lagerung, da sich hier die verbogenen, im Ganzen nordöstlich—südwestlich streichenden und meist nordwestlich fallenden, vielfach sehr launenhaft verkrümmten und verzerrten Falten sehr steil an die Oberfläche empordrängen. Hiervon konnte man sich auch an der Hand des 1915 frisch abgegrabenen obern Randes des Kriegerfriedhofes, sowie der während der russischen Offensive 1916 vermehrten, dicht neben einander liegenden Gräber gut überzeugen.

Ein ähnliches steiles Empordringen der zum untern Miocän gehörigen Gipschichten kenne ich schon seit Jahren an der jenseitigen, östlichen Seite der Tordaerstrasse, ca $\frac{1}{4}$ km von derselben entfernt und 32 m unter der vorhin erwähnten städtischen Hörensäule in dem quarzreichen Gipsvorkommen des *Cigánypatak*, die mit dem zusammenhängenden Mezöséger Mergelschichten im allgemeinen einen N-S Streichrichtung haben und gegen W zu sehr steil einfallen.

Während dieses interessante Gipsvorkommen im *Cigánypatak* neu ist, hat das $\frac{3}{4}$ km südöstlich im *Békáspatak* gelegene mein verdienstvoller Vorgänger Dr. ANTON KOCH¹ und die hier vorkommenden Mineralien mein gewesener Assistent Dr. ERNST BALOGH² spezieller beschrieben. Die Streichrichtung der Békáser Schichten ist NO und gehört zum Nordwestflügel der durch das östliche Ende von Szamosfalva gehenden Antiklinale.

Wenn wir bei diesem tektonischen Überblick noch in Betracht ziehen, dass zwei km südöstlich von der Békáser Antiklinale im Fersecelgraben die ost-westlich streichenden Schichten bereits nach S zu einfallen, so sehen wir, dass dort, wo die sich ostwestlich hinziehende Feleker Tafel und der nordnordöstlich gerichtete Kolozsvärer Rand zusammentreffen, die Falten eine wahrhaft fächerartige Gruppierung zeigen.

¹ Dr. A. KOCH Tertiäre Bildungen etc. II. p. 67—68. Budapest, 1900.

² Múzeumi Füzetek. Mitteilungen aus der min. geol. Sammlung. d. Siebenb. Nat. Museum. B. VI. Nr. 1. Kolozsvár, 1912. p. 3.

Was die Tuffschichten der Friedhof anbelangt, muss ich erwähnen, dass unter dem obern feinen, stellenweise verkalkten Tuff im Allgemeinen sehr oft gelblich-grüner, typischer „Mezőségi Mergel“ vorhanden ist, der unter dem Mikroskop betrachtet durch 25–70 μ grosse Quarzsandkörner und Muskovitblättchen, wenig Feldspat, bisweilen durch Magnetit ein sandiges Aussehen erhält und auch einige Globigerinen enthält. Gegen O zu, also dem tiefern Niveau entsprechend, kommen in einer stark gefalteten Gruppe zwischen dem Mezőségi Mergel 1–2 cm dicke Amphibolandesittuffschichten vor, die als wasserdurchlässige Schichten gewöhnlich sehr stark von Limonit gefärbt sind. Ausnahmsweise kann man darunter auch unversehrt gebliebene Teile antreffen. In diesem, in frischem Zustand grauen Andesittuff sind die kleinen Amphibolbruchstücke, die sich gleichmässig zerstreut zwischen den Mineral- und Bimssteinkörnern vorfinden, nicht mit freiem Auge zu erkennen.

Unter dem Mikroskop kann man sich davon überzeugen, dass dieser Amphibolandesittuff ein Mineraltuff ist, in dem die in der Regel bimssteinigen, aus sehr kleinen Glassplittern bestehenden Brocken in geringerer Menge vorhanden sind, wie die Mineralien. Die grössern Mineralkörner sind gewöhnlich Bruchstücke von $\frac{1}{3}$ – $\frac{1}{4}$ mm Grösse. Aber es kommen auch Haufen von noch kleineren Mineralbruchstücken vor. Unter den Mineralkörnern herrschen Feldspat und Amphibol vor.

Die Feldspatetrümmer zeigen Zonenstruktur, u. zw. einen innern der Labradoritreihe angehörigen Teil und eine etwas sauerere, dem Andesin sich nähernde äussere Hülle. Aber es kommen Labrador-Bytownite vor, ja ich habe sogar auf noch basischern Feldspat hindeutende optische Eigenschaften beobachtet.

Der Feldspat bildet Albitzwillinge, die aus nicht viel Individuen aufgebaut sind, seltener Periklin und Karlsbader Zwillinge. In diesen finden sich häufig dem sie beherbergenden Mineral ähnlich gestaltete, kleine Glaseinschlüsse (Negativkrystalle) mit Gasblasen. Manchmal ist nur ein Teil des Feldspates von Glaseinschlüssen erfüllt, so dass die eine Hälfte des Feldspates aufgeblasen erscheint. Selten kommen in den Feldspaten auch Flüssigkeits-einschlüsse mit Libellen vor.

Die Amphibole gehören zu den grünen Amphibolen. Am Aufbau seiner Säulen nimmt neben (110) auch (010) Teil und sie bilden doppelte Zwillingen nach (100). Der Pleochroismus ist parallel zu γ (n_g) = grünlichblau, zu β (n_m) = gelblichbraun, bei gleich starker Lichtabsorption parallel zu α (n_p) = hellgelb, bei bedeutend schwächerer Absorption.

Von färbigen Mineralien sind noch wenige hellgrüne *Augite* und *Bronzit*-artige *rhombische Pyroxene*, weiterhin in grösserer Anzahl *Magnetit*-Körner, manchmal mit kleinen *Apatiten* in diesem Tuff zu finden, ausserdem sehr spärlich *Biotit*, der zu *Delessit* umgewandelt ist und noch seltener *Quarz*-Körner.

Mit diesem Amphibolandesit kommt auch dünner, weisser Glas-tuff vor, der sich bei mikroskopischer Untersuchung auf Grund von basischen Feldspat, der eine untergeordnete Rolle spielt und grünem Amphibol gleichfalls als Amphibolandesittuff erweist. Der grösste Teil dieses Tuff wird von Haufen weisser Bimssteinfäden gebildet, die bis zu 1 mm gross sind und in manchen sind auch Gerüste aus basischen Feldspatmikrolithen vorhanden. Der äussere Teil der Bimssteinkörner ist kaolinisiert.

Aus all diesem geht hervor, dass dieser Amphibolandesittuff sich wesentlich von dem im höhern Niveau vorkommenden Dacittuff unterscheidet, nicht nur, was seine mineralische Zusammensetzung betrifft, sondern auch darin, dass in diesem die Mineralien nicht vulkanischer Herkunft fehlen, die im Dacittuff eine so allgemeine und grosse Rolle spielen. Die Amphibolandesittuffe sind also viel reinere Eruptionsprodukte, wie die Dacittuffe.

Unter den Mineralien des Amphibolandesittuff verdient der grüne Amphibol, sowie die selten im Feldspat vorkommenden *Flüssigkeitseinschlüsse* besondere Beachtung, denn sie lassen darauf schliessen, dass diese Mineralien aus grösserer Tiefe stammen.

Einen unversehrtesten Amphibolandesittuff des Kolozsvärer Soldatenfriedhofes hat Assistent Dr. STEPHAN FERENCZI einer chemischen Analyse unterworfen, deren Ergebniss ist das Folgende:

Werte nach A. OSANN

| | ursprüngliche Analyse | auf 100 Gewichtsteile trocknen Stoff umgerechnet und reduziert | Molekular- proportion | Molecular % |
|--------------------------------|--------------------------|--|--------------------------|-------------|
| SiO ₂ | 49.89% | 52.30% | 0.8717 | 57.42% |
| Al ₂ O ₃ | 21.12 „ | 22.14 „ | 0.2171 | 14.30 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 4.31 „ | 4.52 „ | 8.34% FeO 0.1158 | 7.63 „ |
| FeO | 4.08 „ | 4.28 „ | | |
| MgO | 3.38 „ | 3.54 „ | 0.0885 | 5.83 „ |
| CaO | 9.09 „ | 9.52 „ | 0.1700 | 11.20 „ |
| Na ₂ O | 2.72 „ | 2.85 „ | 0.0460 | 3.03 „ |
| K ₂ O | 0.81 „ | 0.85 „ | 0.0090 | 0.59 „ |
| Glühverlust | 4.15 „ | | | |
| Hygr. Wasser | 0.34 „ | | | |
| | 99.39% | 100.00% | 1.5181 | 100.00% |

| s | A | C | F | a | c | f | n | Reihe |
|-------|------|-------|-------|-----|-----|----|-----|----------|
| 57.42 | 3.62 | 10.68 | 13.98 | 2.5 | 7.5 | 10 | 8.3 | α |

Auf Grund der obigen Werte nach A. OSANN steht unser Gestein den Werten des zum Typus Pilis gehörigen Mijakit Nr. 190 (Mijakeshima, Japan) sehr nahe und neigt in mancher Beziehung auch den entsprechenden Werten des Amphibolaugitandesit Nr. 151 zu, der für den Mt. Hood Typus (Mk. Hood, Oregon) charakteristisch ist.

Neue Werte nach A. OSANN.¹

$$\begin{aligned} S \text{ Al F} &= 18, 4.5, 7.5 \\ \text{Al C Alk} &= 15, 11.5, 3.5 \\ \text{NK} &= 8.3 \\ \text{MC} &= 3.4 \end{aligned}$$

Nach A. OSANN's neuen Werten stände unser Gestein aber den Basalten sehr nahe, auf Grund des Verhältnisses S Al F dem Basalt von Huelmont Nr. 765, auf Grund des Verhältnisses Al C Alk dem Hypersthenbasalt von Mt. Thielson No 749.

Die Norm und Stellung des Gesteines im System der amerikanischen Petrographen.

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Die Zusammensetzung der Mineralien entsprechend den Molecularproportionen in Prozenten. |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-------------------|------------------|---|
| Ursp. Analyse auf 100 Gewichtsteile trocknen Stoff umgerechnet . . | 52.30 % | 22.14 % | 4.52 % | 4.28 % | 3.54 % | 9.52 % | 2.85 % | 0.85 % | |
| Molecularproportion. | 0.872 | 0.217 | 0.028 | 0.059 | 0.088 | 0.170 | 0.046 | 0.009 | |
| Magnetit | — | — | 28 | 28 | — | — | — | — | $\left. \begin{array}{l} 6.50 \\ 12.09 \\ 1.73 \end{array} \right\} 20.32 = \text{Fem}$ |
| Hypersthen | 111 | — | — | 31 | 80 | — | — | — | |
| Diopsid | 16 | — | — | — | 8 | 8 | — | — | |
| Orthoklas | 54 | 9 | — | — | — | — | — | 9 | $\left. \begin{array}{l} 5.00 \\ 24.10 \\ 45.04 \end{array} \right\} 74.14 = \text{F} \quad \left. \begin{array}{l} 79.60 \\ 79.60 \end{array} \right\} = \text{Sal}$ |
| Albit | 276 | 46 | — | — | — | — | 46 | — | |
| Anorthit | 324 | 162 | — | — | — | 162 | — | — | |
| Quarz | 91 | — | — | — | — | — | — | — | |
| | | | | | | | | | 99.92 |

¹ A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Abhandl. der Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. nat. Kl. 2. Abh. Heidelberg, 1913.

$$\frac{\text{Sal} = 79.60}{\text{Fem} = 20.32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \dots \dots \text{Classis I. DOSALANE.}$$

$$\frac{Q = 5.46}{F = 74.14} < \frac{1}{7} \dots \dots \text{Ordo 5. GERMANARE.}$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0.046 + 0.009}{\text{CaO} = 0.170} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \text{Rang 4. HESSASE.}$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O} = 0.009}{\text{Na}_2\text{O} = 0.046} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \dots \dots \text{Subrang 3. HESSOSE.}$$

Werte nach LOEWINSON—LESSING:

| | Ursprüngliche Analyse | auf 100 Gw. T. trocknen Stoff umgerechnet | Molecular- proportion | |
|--------------------------------|--------------------------|--|--------------------------|--|
| SiO ₂ | 49.89% | 52.30% | 0.8717 | |
| Al ₂ O ₃ | 21.12 " | 22.14 " | 0.2171 | } R ₂ O ₃ = 2.45 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.31 " | 4.52 " | 0.0282 | |
| FeO | 4.08 " | 4.28 " | 0.0594 | |
| MgO | 3.38 " | 3.54 " | 0.0885 | } R ^{II} O = 3.18 |
| CaO | 9.09 " | 9.52 " | 0.1700 | |
| Na ₂ O | 2.72 " | 2.85 " | 0.0460 | |
| K ₂ O | 0.81 " | 0.85 " | 0.0090 | } R ₂ ^I O = 0.55 |
| Glühverlust | 4.15 " | — | — | |
| Hygr. Wasser | 0.34 " | — | — | |
| Zusammen | 99.89% | 100.00% | — | |

$$3.73 \text{ R}^{\text{I}} + \text{R}^{\text{II}}\text{O}, 2.45 \text{ R}_2\text{O}_3, 8.72 \text{ SiO}_2$$

$$1.58 \text{ " } 1.00 \text{ " } 3.55 \text{ "}$$

$$\text{R}^{\text{II}}\text{O} : \text{R}_2^{\text{I}}\text{O} = 3.18 : 0.55 = 5.8 : 1$$

$$\alpha = 1.56$$

$$\beta = 70.8$$

Auf Grund der obigen Werte stimmt dieses Gestein mit den Werten der *Basit* Gesteinsfamilie von erdalkalischer Ausbildung des Magmas, die von *diabasartigen* Gesteinen vertreten wird, fast ganz überein, auf Grund von β neigt es auch etwas der Gesteinsart: *Variolit* zu.

Dieser Amphibolandesittuff stimmt also sowohl bezüglich seiner mineralischen, wie seiner chemischen wesentlichen Eigenschaften mit dem Amphibolandesittuff von Balázsfalva überein.¹ Was die

¹ Dr. JULIUS v. SZÁDECZKY: Amphibolandesittuffe in der südwestlichen Hälfte d. Siebenb. Beckens Bd. I. Nr. 2. dieser Mitteilungen, Kolozsvár, 1912.

Herkunft dieses Gesteines betrifft, so kann ich nur darauf verweisen, was ich bei der Behandlung seines Balázsfalvaer Schwestergesteines schon erwähnt habe, dass sie nämlich wahrscheinlich mit dem ähnlichen Ausbruche der Amphibolandesite des siebenbürgischen Erzgebirges im Zusammenhange stehen. Die Entfernung Kolozsvár's von letzteren und des Balázsfalvaer Andesittuff von ähnlicher Korngrösse ist ungefähr gleich gross.

Auch in der Antiklinale des Kolozsfüzdöer Salzkörpers kommt ein ähnlicher dünner Pyroxenandesittuff von untergeordeter Bedeutung vor,¹ dessen Eruption bedeutend vor dem Ausbruch des dortigen Dacittuff erfolgte.

Der Békáser Tuff.

Eine dem obern feinen Tuff im Házsongárd ähnliche Schicht finden wir abgerutscht über den Gipsschichten im *Békásbach* in ca. 420 m Höhe. In dieser herrscht das glasige Tuffmaterial vor, aber es findet sich auch ziemlich viel mit freiem Auge wahrnehmbarer *Quarz* von $\frac{1}{3}$ mm Grösse, weiterhin sind unter dem Mikroskop 0.13 mm grosser *Plagioklas* und zahlreiche 30 μ grosse *Muskovit*flaumen zu erkennen, sowie ziemlich reichlich sporenähnliche organische Bestandteile. Diese verleihen dem Gestein, mit freiem Auge betrachtet, eine schwach rötliche Farbe. Es kommen hier aber auch dichte, weisse Tuffe von noch kleinerem Korn vor, deren 6 μ grosse und kleinere, doppelbrechenden, in Form eines schiefen Kreuzes auslöschenden kugligen Gebilde negativen Charakter zeigen. Diese winzigen Kugeln sind ziemlich gleichmässig verteilt und es entfallen etwa 60 davon auf 1 mm.² Auch Kalkkörnchen von ähnlicher Grösse kommen vor.

Im südwestlichen Graben des Békásweingarten findet man im Bach einen dichten, kalkigen Mergel, in dem sehr kleine vulkanische Glassplitter eingebettet sind, mit denen zusammen nur ganz wenig kleiner *Quarz* und winzige *Muskovit*fäden vorkommen. Dieses geschichtete Gestein besteht also aus Glassplittern und aus Kalk. Diese nur mit dem Mikroskop sichtbaren feinen Züge der obersten Tuffzone zeigen, in welch tiefes Niveau diese Gesteine geraten sind.

Diese Daten machen den Eindruck, dass sich auf dem Gebiete nördlich von der Gemeinde Erdőfelek eine mächtigere Serie von Tuffschichten vorfindet, als wie man aus dem sehr bescheidenen

¹ Dr. JULIUS v. SZÁDECZKY: Tuffstudien in Siebenbürgen. I. Die Tuffzüge von Kolozs. Múzeumi füzetek. Mitteilungen aus d. mineralog. geolog. Sammlung d. siebenb. Nat. Museums B. II. Nr. 2. Kolozsvár, 1914.

Auftreten des hier vorhandenen Tuff auf den ersten Blick schliessen möchte. Der Tuff entspricht hier am meisten den obern Schichten der Hójaer Tuffwand, er ist aber in Folge der vielfachen Verwerfungen, Abrutschungen des über ihm befindlichen „Feleker Sandsteines“ nicht nur verdeckt, sondern zerrissen und auch verwittert, so dass gegenwärtig nur die zerstreuten Scherben der ursprünglich zusammenhängenden Serie von Tuffschichten hie und da zu finden sind, sehr oft mit dem gleichfalls isolierten „Feleker Sandstein“ in Verbindung.

Die Dacittuffschichten in der Umgebung des Bükkerdö.

Nördlich und nordwestlich von Erdőfelek findet man gleichfalls diese obern Tuffschichten oder deren zerstreute Überreste in verschiedener Höhe. Eine dünne Tuffschicht fand ich westlich von Erdőfelek oberhalb der Bercsényischenke des „Bükk“ an den steilen südöstlichen Abhängen in ca. 608 m Höhe. Dies ist ein lehmiges, etwas sandiges Gestein, das sehr wenig, 30 μ lange Glassplitter enthält. Die Feleker kugeligen, kalkigen Sandsteine, mit Resten von sarmatischen Versteinerungen kommen auch bedeutend tiefer als der „Bükk“-er Weg (in 570 m Höhe) abgerutscht und in den Mező-séger Mergel hineingeknettet vor. Weiter oben, oberhalb der Rákóczi-Quelle befindet sich dichter, grünlich-grauer Mergel in fast horizontaler Lage mit Globiberen und grünen, unkristallisierten Teilen. Nur wenig Sand und kleine *Muskovit*blättchen kommen darin vor, sowie spärliche, verkalkte organische Überreste. Es sind darin auch kugelige Gebilde von verschiedenem, gewöhnlich 25 μ Durchmesser zu finden.

Weiterhin findet man tiefer an verschiedenen Stellen, namentlich im Graben des in den Bükk führenden Weges neben der Bercsényischenke und weiter unten bei der Quelle in 590, bzw. 560 m Höhe Tuffscherben. In diesem Tuff kommen ausser den herrschenden, zusammengeklebten zum grossen Teil aus Bimsstein bestehenden Bruchstücken unregelmässig verstreute, durchschnittlich 100 μ grosse, Quarz- und *Feldspat*körner, Brocken *kristallinen Schiefer's*, weiterhin die verkrümmten Streifen von *Biotit* und *Muskovit* vor.

In der Nähe des letztern und in gleicher Höhe damit findet sich über der sandigen Wand der unteren miocänen „Kóróder Schichten“ auf dem Gipfel der Nagyoldal (Costa cel Mare) mit dem Tuff auch Opalsandstein vor.

Eine zusammenhängende Reihe von Tuffschichten kenne ich ferner im Bükkerdö im obern Teile des von SO her beim Sz.

János-brunnen ausmündenden Vadasgraben an der rechten Seite, einige hundert Schritte von der Vadaswiese südlich unter dem nach Szecsi führende Weg, gleichfalls in ca 600 m Höhe, wovon später noch spezieller die Rede sein wird.

Aber man findet Tuffscherven auch in den zahlreichen Anfangsgräben des Plecskabaches an mehreren Stellen, namentlich in dem östlichen vom Árpádsúcs (Peána) kommenden Graben in ca. 600 m Höhe, ferner auf der von diesem Vorkommen ungefähr $\frac{1}{2}$ km nördlich gelegenen Wiese abgerutschte Scherven in der Gesellschaft von Opalsandstein.

Diese Gräben und ihre Umgebung sind jedoch derart verwachsen und das Gebiet von abgerutschtem Feleker Sandstein und den durch seine Verwitterung entstandenen postsarmatischen, sandigen, schotterigen kontinentalen Bildungen so sehr verdeckt, dass es schwer ist, sich von ihnen ein klares Bild zu machen.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass in diesen Gräben an verschiedenen Stellen auch Globigerinenmergel zu finden ist, sowie dass im Liegenden nicht nur in dem Dumbrava La Rost genannten Teil die *Bryozoenschicht*¹ des obern Eocän vorhanden ist, sondern auch in den südlicheren wilden Tälern, sogar über diesen in ungefähr 580 m Höhe eine dünne, petrefaktenreiche, vielleicht schon dem untern Oligocän angehörender (Hójaer) Kalksteinschicht vorkommt, so lässt sich der, der Hója ähnliche, allgemeine Zug erkennen, dass das mittlere Miocän (Mezőségi Globigerinenmergel) auch hier auf die paläogenen Sedimente transgrediert. Das auffällige Glied dieser Transgression der Dacituff- und opalhaltige Sandstein ist an vielen Stellen von dem „Feleker Sandstein“ des obern Miocän verdeckt.

Der Tuff ist ferner auf der vom Sz.-Jánosbrunnen südwestlichen Tafel in ca. 590 m Höhe und tiefer unten an der östlichen Seite vorhanden.

Der Dacituff der Nagyoldal.

Auf der rechten Seite des die Nagyoldal (Costa Cel Mare) flankierenden Baches ist seit lange das untere Glied des untern Miocän, der Kóróder Sandstein bekannt, der auf die westlich am Fusse des Hügels sichtbaren oberen Oligocänschichten, Fellegvárer Corbulaschichten gelagert ist. Dieses Gebiet lag vor der Epoche des mittlern Miocän trocken, denn auf die Kóróder Schichten ist am

¹ Dr. A. KOCH: Tertiäre Bildungen etc. I. p. 274. Budapest, 1894.

Westabhang des Hügels, wie uns der Schützengraben zeigt, in 540 m Höhe der Mezőségi Mergel abgesetzt. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten des mittlern Miocän beträgt also bis zu dem, mit 564 m angegebenen Gipfel des Hügels 24 m. Auf den Mergel folgen ähnliche tuff- und opalhaltige Schichten, wie wir sie im obern Teile des tuffreichen Bruches an der Hója kennen gelernt haben.

Der Tuff des Nagyoldal ist ein sehr charakteristischer, aus kleinen Splintern bestehender Glastuff, dessen verworrene Fäden durchschnittlich 40 μ lang sind, aus Bimsstein und dichtem Glas bestehen und in ungefähr halb so viel kaolinisierten, ursprünglich gewiss ganz feinen Glasstaub eingebettet sind. Quarz von 10 μ Grösse, kleiner *Muskovit*, *Chlorit*fäden und sonstige Mineraltrümmer kommen nur in minimaler Menge darin vor. An einzelnen Punkten ist ihre Zahl etwas grösser. In manch einem Tuff sind auch rote sporen-ähnliche kleine Gebilde vorhanden. Es kommen hier aber auch grobkörnigere ($\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ mm), mineralienreiche Tuffe mit Biotit, Feldspat und wenigen dichten trichithaltigen Glaskörnern vor.

Nicht nur in den obern Tuffschichten der Hója, sondern auch südlich von hier auf der weiter unten zu behandelnden Vadaswiese und westlich in der Plecskagruppe ist der obige feine Tuff mit seinen wirren Glasfäden vorhanden, kann daher gleichfalls für eine mikroskopisch gut erkennbare niveaubezeichnende Schicht gelten. Das schon mit freiem Auge erkennbare andere charakteristische Gestein die opalisierte Schicht erweist sich unter dem Mikroskop als ein aus kleinen, ca $\frac{1}{4}$ mm grossen Körnern bestehendes sandiges Gestein, dessen Mineralien *Quarz*, *Muskovit* und spärliche Bruchstücke von *grünem Amphibol* sind, dazu Körner *kristallinen Schiefer's* und wenige kalkige Petrefaktenbruchstücke, foraminiferenhaltige Mergelstücke. Diese Körner verbindet ein braunes Opalmaterial.

Die Tuffschichten auf dem Gipfel der Nagyoldal sind durch Schützengräben neuerdings gut sichtbar geworden. Bei sorgfältiger Begehung findet man jedoch die verschiedenen Tuffschichten besser in fast zusammenhängendem Zuge von hier aus nördlich, auf dem Gipfel des buschigen Hügels und weiter über den auf die Wiesen führenden Weg hinaus. Diesem Tuffzug entspricht an der jenseitigen Lehne des Kolozsmonostorer Papvölgy (Pfarrtal) die unter den „Feleker Sandschichten“ der Plecskahöhe fast in einem vollständigen Kreis verfolgbaren Tuffschicht, welche nach SO zu zweifellos mit dem Tuff des Vadas ursprünglich in Zusammenhang stand.

Die dacittuffhaltige Schichtenreihe des Grabens auf der Vadaswiese.

Viel besser und mächtiger entwickelt findet man Tuff im Zusammenhang mit den Opalsandsteinschichten ca. $2\frac{1}{2}$ km südwestlich von der Nagyoldal, in dem obern Teile der bereits vorhin erwähnten östlichen Abzweigung des Plecskabaches über der Vadaswiese, wo von einer $1\frac{1}{2}$ dm dicken, zum Teil limonitischen, opalhaltigen Schicht geschützt, eine ca. 4 m mächtige aus verschiedenem Material aufgebaute, hauptsächlich aus glasigem Tuff bestehende Schichtenreihe aufgeschlossen ist. Über der opalisierten Schicht ist noch ein einige Meter mächtiger tuffenthaltender Mergel auf dem von dichtem jungem Wald bewachsenen Gebiete zu sehen. Im ganzen lässt sich auch hier, ähnlich wie auf der Hója, konstatieren, dass die Serie unten mit dem gröbern Tuff beginnt (ohne das Vorhandensein des untersten Hójaer groben Tuff) und im allgemeinen aufwärts zu die Korngrösse feiner wird. Unter der tuffhaltigen Schichtenreihe ist Mergel mit welliger Oberfläche vorhanden, auf den also die Tuffserie diskordant folgt.

Das herrschende Mineral dieser Opalsandsteinschicht sind Quarzkörner von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ mm Grösse, die z. T. undulös auslöschten. *Feldspat*, darunter *Mikroclin*, sowie *Muskovit* und *Turmalin* kommen nur in geringer Menge vor. Kalkstein und Bruchstücke von Versteinerungen sind aus dem ältern tertiären Gestein hineingeraten. Auch Globigerinen kommen vor. Ein Drittel des Gesteines besteht aus amorphem körnigem *Opal*, mit knolligen, an vielen Stellen *chalcedonigen* Teilen. Die vorhandenen Feldspate und andern kieselsauern Mineralien sind unversehrt, auf ihren Zerfall ist also das Erscheinen der Kieselsäure nicht zurückzuführen.

Unter der opalisierten Schicht folgen 3 m rotgefärbter, verwitterter Tuff, sodann eine 1 m dicke Tuffschicht, an dessen Oberfläche und in den Hohlräumen zwischen seinen einzelnen Lagen gelblicher, tropfsteinartiger Kalk ausgeschieden ist. Unter diesem findet sich gröberer, grauer, glasiger Tuff, dessen reine Glassplitter fast die Grösse von 1 mm erreichen. Dieses reine Glas ist der Hauptbestandteil des Gesteines. Mineralien kommen darin in sehr untergeordneter Menge (ca. $\frac{1}{10}$) vor, darunter *Plagioklas* mit sehr, deutlicher Zonenstruktur. Unter den Glasbruchstücken finden sich auch braune, zu Fasern mit positivem Charakter umkristallisierte Bimsteintrümmer. Diese Tuffschicht wird abwärts zu feinkörniger ihre meisten Glasplitter erreichen nur ca. 60 μ Länge. Es kom-

men indessen auch grössere Bimssteinbruchstücke mit kaolinisiertem äusserem Teil vor. Auch die kleinen Glassplitter sind mit tonigem Sediment untermischt. Mineralsplitter kommen auch hier in geringer Menge vor, neben Plagioklas ziemlich viel *Quarz*. Auf dieses Gestein bezieht sich die weiter unten mitgeteilte, ausführliche chemische Analyse, welche STEPHAN FERENCZI 1912 ausführte. Solch feinkörniger Glastuff kommt im übrigen auch über dem gröbern vor. Es kommen hier auch solche Glastuffe vor, die von 20—100 μ langen, z. T. gezackten Glassplittern gebildet werden. Diese Splitter sind in noch kleinere, etwas gelbliche Glastrümmer eingebettet, die den grössten Teil des Tuff ausmachen. Mineralbruchstücke sind auch in diesem nur sehr wenige und sehr kleine, *Quarz* von 40 μ Grösse gehört schon zu den grössern. Auch ganz wenige und sehr kleine, weisse und braune *Glimmer*etzen kommen darin vor, ferner 70 μ grosse *Feldspate* mit Glaseinschlüssen, also vulkanischer Herkunft. Man findet hier ausserdem wenig 30 μ grosse tonige Einschlüsse.

Auch eine andere hierher gehörige Schicht besteht aus sehr lockerem, glasigem, sandigem Tuff, in dem sich die wirren Haufen brauner, 50—100 μ grosser Bimssteinfäden mit weniger zahlreichen, wasserklaren Glastrümmern von ungefähr gleicher Grösse mischen, von denen einzelne jedoch gleichfalls aufgeblasen sind. Amorphes Material bildet also den grössten Teil des Gesteines, aber man findet darin auch einigen, 30 μ grossen *Plagioklas*, darunter manche Kristalle mit braunen Glaseinschlüssen, ferner 20—30 μ grossen *Quarz*. In einem Schliff aus diesem Gestein ist zwischen den aufgeblasenen, höckerigen Glasteilen rotgelber *Biotit*, zum Teil in Chlorit umgewandelt zu sehen, daneben kommen spärlich auch 40 μ lange *Muskovit*fäden vor.

Aber es gibt hier auch solche Tuffschichten, in denen viel *Feldspat*trümmer und *Quarz* enthalten sind. Interessant ist, dass in diesem Tuff auch röhrenartige Gebilde vorkommen, die mit sandigem, manchmal opalhaltigem Stoff erfüllt sind und vielleicht auf ursprüngliche pflanzliche Stengelteile zurückzuführen sind.

Der untere Teil des im Ganzen auf ca. 2½ m zu veranschlagenden Glastuff ist stark mergelig und geht in reinen, globigerinenreichen Mergel über, der unter der Tuffschicht ca 4 m mächtig bis zum Grunde des Baches zu sehen ist.

Globigerinenhaltiger Tuffmergel kommt auch zwischen den Tuffschichten vor. In einem solchen Tuffmergel beträgt das Tuffmaterial nur 1/5—1/20, die Globigerinen dagegen sind zahlreich und guterhalten darin vertreten, ausserdem kleine, rote, organische Über-

reste, welche mein College Dr. STEPHAN APÁTHY als die Zoogleen nitrifizierender Schimmelpilze (*Nitrosomonas* LAFAR) erkannte.¹ Diese sammeln sich vielfach in Globigerinenschalen an.

Es kommt hier ferner ein gröberer Mineraltuff vor, dessen geringes glasiges Bindemittel zu Lehm verwittert ist. Die grösstenteils $\frac{1}{2}$ mm grossen Mineralkörner sind meistens Feldspate und nur sehr wenig farbige Mineralien. Es macht den Eindruck, dass wir es hier mit einem Haufen leichter Mineralien zu tun haben, die das Wasser ausgeschieden hat.

Diese Tuffreihe ist auch auf der linken Seite des Baches zu finden, die aber sosehr von jungem Wald bewachsen ist, dass grade nur ihre Anwesenheit feststellbar war.

Darüber und auch bedeutend tiefer darunter sind die abgebrochenen und abgerutschten Blöcke des Feleker sarmatischen Sandsteines zu finden. Tiefer unten ist jedoch anstehend zu beiden Seiten des Tales die sandige *Bryozoaschicht* des obern Eocän, bedeckt von sandigem, versteinerungsreichem (Hójaer) Kalkstein vorhanden. Die eine, wie die andere Schicht ist neu, an ihrer Stelle ist „Feleker Schicht“ auf der geologischen Karte angedeutet, hier sowie in einem weiter westlich folgenden Hauptgraben, in dem sich beide Horizonte fortsetzen. Es sei bemerkt, dass dies ein schwer zugängliches, wildes Gebiet ist, welches auch auf der Generalstabskarte im Masse 1:25000 recht fehlerhaft dargestellt ist.

Die von Herrn FERENCZI ausgeführte Analyse des reinsten Glastuffes hatte das folgende Ergebnis:

Werte nach OSANN

| | ursprüngliche Analyse | reduziert | Molecular- proportion | auf 100 Gew.-teile trock- ne Masse umgerechnet |
|--------------------------------|--------------------------|-----------|--------------------------|---|
| SiO ₂ | 70.71% | 70.71% | 1.1785 | 81.65% |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | 12.73 „ | 0.1248 | 8.64 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 1.08 „ | — | — | — |
| FeO | 1.37 „ | 2.33 „ | 0.0324 | 2.25 „ |
| MgO | 0.37 „ | 0.37 „ | 0.0092 | 0.64 „ |
| CaO | 1.66 „ | 1.66 „ | 0.0296 | 2.05 „ |
| Na ₂ O | 3.31 „ | 3.31 „ | 0.0534 | 3.70 „ |
| K ₂ O | 1.45 „ | 1.45 „ | 0.0154 | 1.07 „ |
| Hygr. Wasser | 1.63 „ | 1.63 „ | — | — |
| Glühverlust | 5.41 „ | 5.41 „ | — | — |
| Zusammen | 99.72% | 99.60% | 1.4433 | 100.00% |

¹ Dieselben entsprechen genau denen, die LAFAR (Handbuch d. technischen Mikologie, Jena, 1904—1906. 3. Bd. Taf. III. Figur 5 u. 6.) aus einer Bodenprobe neben Zürich beschreibt und abbildet (APÁTHY).

| s | A | C | F | a | c | f | n | Reihe |
|-------|------|------|------|----|---|---|-----|----------|
| 81.65 | 4.77 | 3.87 | 1.07 | 10 | 8 | 2 | 7.7 | α |

Auf Grund der obigen Werte steht dieses Gestein den Werten des *Dacit* Nr. 111, der den Typus Bunsen Peak (Bunsen Peak Yellowstonepark) charakterisiert, nahe.

Neue Werte nach OSANN:

$$SAIF = 24.5, 3, 1.5$$

$$AlCalk = 16.5, 4, 9.5$$

$$NK = 7.7$$

$$MC = 2.4$$

Nach OSANN's neuen Werten steht das Gestein zwischen dem *Rhyolith* Nr. 484 (Pine nut range) und dem *Dacit* Nr. 590 (Silver Peak Range).

Werte nach LOEWINSON—LESSING:

| | ursprüngliche Analyse | auf 100 Gew.-teile trockne Masse umgerechnet. | Molecular-proportion. | |
|--------------------------------|-----------------------|---|-----------------------|---|
| SiO ₂ | 70.71 % | 76.29% | 1.2715 | |
| Al ₂ O ₃ | 12.73 „ | 13.74 „ | 0.1347 | R ₂ O ₃ = 1.42 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.08 „ | 1.17 „ | 0.0073 | |
| FeO | 1.37 „ | 1.48 „ | 0.0206 | R ^{II} O = 0.63 |
| MgO | 0.37 „ | 0.40 „ | 0.0100 | |
| CaO | 1.66 „ | 1.79 „ | 0.0320 | R ₂ O = 0.74 |
| Na ₂ O | 3.31 „ | 3.57 „ | 0.0576 | |
| K ₂ O | 1.45 „ | 1.56 „ | 0.0166 | R ^I + ^{II} O = 1.37 |
| Hydr. Vasser | 1.63 „ | — | — | |
| Glühverlust | 5.41 „ | — | — | |
| Zusammen | 99.72% | 100.00% | — | |

$$1.37 R^I + ^{II}O, 1.42 R_2O_3, 12.71 SiO_2$$

$$0.96 \quad \quad \quad 1 \quad \quad \quad 8.95$$

$$R_2^IO : R^{II}O = 0.74 : 0.63 = 1.2 : 1$$

$$\alpha = 4.52$$

$$\beta = 21.9$$

Auf Grund obiger Werte gehört das Gestein im LOEWINSON—LESSING'schen System zu der Gesteinsart *Quarzporphyr*, die die alkalische Ausbildung des Magmas in der Gesteinsfamilie: *Acidit* repraesentirt. Das Verhältniss der Alkalien und Monoxyde dagegen deutet auf die Gesteinsart *Trachyt*, den alkalischen Magmatypus der

Gesteinsfamilie Mesit hin. Die Werte α , β der Formel sind mit den Werten LOEWINSON—LESSING's fast identisch.

Zur Bestimmung der löslichen Kieselsäure wurde dieses Gestein von Herrn FERENCZI auf zwei Arten untersucht:

I. Leicht stäubendes Material im Achatmörser zerrieben ergab:
In conc. HCl löslicher Teil (durch Rechnung bestimmt) . . . 7.53%
In conc. HCl unlöslicher Teil:

| | |
|--|---------|
| In 5%-igem Na_2CO_3 lösliches SiO_2 | 0.89% |
| " " " unlöslicher Teil | 91.58% |
| | 100.00% |

II. Leicht stäubendes Material im Diamantmörser zerkleinert und im Achatmörser zerrieben, also in feinerem Zustand:

In conc. HCl lösl. Teil (durch Rechnung bestimmt): . . . 6.80%
In conc. HCl unlösl. Teil:

| | |
|---|---------|
| In 5%-igem Na_2CO_3 löslich | 1.44% |
| " " " unlösl. Teil | 91.76% |
| | 100.00% |

Bei der Bestimmung des löslichen SiO_2 war das im TREADWELL's „Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie“ Bd. II. Seite 389 mitgeteilte Verfahren von LUNGE und MILLBERG richtunggebend.

Die Dacittuffschichten der Plecska.

Dem Vorkommen im Vadasgraben sehr ähnlich ist die ansehnlich Dacittuff enthaltende Schichtenreihe, welche weiter unten auf der rechten Seite des Plecskatales östlich von der Militärschiesstätte unter dem 547 m hohen, aus Feleker Sandstein mit seinen charakteristischen kugeligen Konkretionen bestehenden Gipfel am Wege ziemlich gut aufgeschlossen zu finden ist. Hier kommt die opalisierte Schicht nicht auf den Tuff aufgelagert, sondern tiefer vor, so dass der mächtigste, zusammenhängend aufgeschlossene, ca 4 m dicke Teil der Tuffserie über dem Opalsandstein liegt. Aber auch im Liegenden dieses Sandsteines sind noch mit Mergel abwechselnde Tuffschichten vorhanden. Unter diesen folgen jedoch auch hier, in einer Tiefe von ca. 15 m, die Bryozoenschichten des obersten Eocän.

Die ganze Serie tuffhaltiger Schichten befindet sich hier in abgerutschtem Zustand. Die Tuffschichten fallen gegen O unter 10° ein. Auch kleine Verwerfungen kommen vor. Die Streichrichtung einer solchen bedeutungslosen Verwerfungslinie ist OSO.

Ein ähnliches sanftes, aber gestörtes Fallen nach mehreren Richtungen verraten auch die obern Sandsteinschichten mit ihren kugeligen Gebilden.

In der Mitte der dicksten zusammenhängenden Tuffschicht ziehen sich dünne, schwarze Streifen, welche sich innerhalb einer ca 3 m dicken Tuffschicht mehrfach wiederholen, so dass an einer 2 cm. dicken Schicht sogar 5 dünne Streifen feststellbar sind. Schon bei Betrachtung mit freiem Auge bekommt man den Eindruck, dass diese dünnen schwarzen Linien von schwerern Mineralien gebildet werden, die das Spiel des Wassers entsprechend ihren spezifischen Gewichten sortiert hat. Das Mikroskop zeigt allerdings, dass die Mineralien, die die schwarzen Linien bilden, vorherrschend aus abgerundeten $\frac{1}{2}$ mm grossen *Magnetiten* bestehen, zu denen sich wenig *Plagioklas* und *Biotit* und noch weniger *Granat*, *Augit*, *Amphibol* und *Turmalin* gesellt. Im übrigen ist in diesem Tuff sehr viel Feldspat, oft mit starker Zonenstruktur, so dass die Differenz der Auslöschungsschiefe zwischen der innern und äussern Zone bis zu 16° beträgt. Ein Feldspat erwies sich auf Grund seiner optischen Eigenschaften als *Andesin* ($Ab_3 An_2$). Er bildet mehrfachen Albitzwilling, in dem sich auch sehr viel Glaseinschluss findet.

Ausserdem findet man von Mineralien einige *Granatkörner*, Bruchstücke brauner *Turmalinkristalle*, selten *Augit* und *Apatit*, sowie wenig grünen *Amphibol*, weiterhin Gesteinsbrocken, namentlich *Rhyolith*, *Porphyrit* mit langen *Labradoritnadeln* in glasiger Masse, kristalline Schieferstückchen, *Glastrümmer* mit Ausscheidung von kleinen *Belonitkristalliten* und wenig bräunlichgelbe reine Glasbruchstücke. *Quarz* ist ziemlich viel darin, z. T. zerpresster von alter Herkunft: *Muskovit* findet sich wenig.

In dem Stoff der übrigen hierher gehörigen Tuffschichten finden sich recht heterogene eruptive Körner und nicht vulkanisches älteres Material beisammen.

Die Verwerfungen machen es verständlich, dass diese Tuffschichten $\frac{1}{4}$ km südlich von diesem Vorkommen am Westabhang der mit 567 m Höhe markierten benachbarten Erhebung in einem höhern Niveau vorkommen.

In der entgegengesetzten Richtung, nämlich von der 547 m hohen Erhebung $1\frac{1}{4}$ km nach NW finden wir in der Nähe des Gipfels des rechtsseitigen Pleeskaabhanges, nördlich über der Militärschiesstätte, in ca 480 m Höhe in einem noch tiefern Niveau, durch den Einschnitt des zur Schiesstätte führenden Weges unterbrochen einen ca. $\frac{3}{4}$ km langen Tuffzug. In den Schichten dessel-

ben kommt auch gröberer Tuff vor, der neben 1 mm grossen *Feldspaten*, *Quarz*bruchstücken und den Stückchen eruptiven Gesteines *Biotit*blättchen von 1.5 mm Durchmesser und spärlichen *Muskovit* enthält. Diese grossen eruptiven Gesteinstrümmer, welche ca. ein Drittel des Gesteines ausmachen, lassen auf grosse Nähe des Eruptionsherdesschliessen. Ausser diesen grössern Mineraltrümmern sind auch reinere glasige Tuffbruchstücke in einen unreineren, tonigern, dichten grundmassenähnlichen Teil eingebettet. In diesem vom Wasser zusammengetragenen Teil finden sich 60 μ lange, weisse, verzweigte Bimssteinsplitter, welche ungefähr den fünften Teil davon ausmachen.

Östlich von dem 559 m hohen Gipfel der Plecska in einem linksseitigen Graben des Monostorer Baches und südlich von dem bei Gelegenheit der letzten Waldfällung entstandenen Fahrweg folgen in ca 490—510 m Höhe, abwechselnd mit Mergel tuffhaltige, in ihrem obern Teil opalisierte Schichten, während im Liegenden tiefer unten im Monostorer Bache Globigerinenmergel vorhanden ist.

Bezüglich der feinern Struktur dieser Tuffschichten möge hier das Folgende stehen. Ein hierher gehöriges Gestein ist im Vergleich zu den vorigen sehr feinkörnig und ähnelt in dieser Beziehung mehr einzelnen aus dem Vadasgraben kennen gelernten Arten. 30 μ grosser *Quarz* gehört hier schon zu den grössten Körnern. Die verwirrten 60 μ langen, reinen Glasfäden machen ca $\frac{1}{5}$ des Gesamtvolumens des Gesteines aus. Zwischen Bimssteinstücken in beginnender Verkalkung herrscht ein aus der Verfestigung feinerer Teile entstandener amorpher weisser Stoff vor.

Es kommen jedoch in diesem weissen Gestein auch 4—10 μ grosse kugelige Gebilde, die mit einem krummastigen, schwarzen Kreuz auslöschen und negativen Charakter zeigen, sowie grössere (30 μ) kalkige *globigerinen*artige Bildungen vor. Ausser diesem feinen Tuff gibt es hier auch gröbere Glastuffe, ferner Mergel mit viel Globigerinen.

Als Mineraltrümmer treten *Feldspat* und *Quarz* auf, die z. T. nicht vulkanischer Herkunft sind. Dazwischen ist *weisser Glimmer* ziemlich gleichmässig verteilt. Das Gestein besteht jedoch hauptsächlich aus zusammengeklebtem amorphem Glas.

Vereinzelte kommen auch rote, sporenähnliche Gebilde und ein grünlichbrauner, zu Chlorit umkristallisierter Stoff, ferner *quarzin*artige, strahlige, in der Längsrichtung positive Fasern darin vor.

Tiefer unten ist in diesem Graben feinkörniger loser Tuff, in dem mit der Handlupe vergilbte kleine Biotite zu sehen sind. Der glasige Teil überwiegt darin so sehr, dass die Mineralien nur ungefähr $\frac{1}{10}$ des Gesteines ausmachen. Dieselben bestehen aus vulkanischem Quarz, der meist kleiner als 1 mm ist, Feldspat, manchmal mit gelblichen und rötlichen Glaseinschlüssen, Biotit mit einem Achsenwinkel von 20–30° und Amphibol von 150 μ Länge, der mitunter in Chlorit umgewandelt, selten grün ist. Sehr selten finden sich Apatitnadeln von 100 μ Länge. Muskovit (150 μ), ferner alte Quarztrümmer (40 μ), sowie winzige, sehr schwach doppelbrechende Epidotkristalle sind hier seltene Erscheinungen, so dass der Tuff den Eindruck eines ziemlich reinen vulkanischen Stoffes macht. Ältere Mineralien lassen sich darin nur bei genauerer Untersuchung in erwähnenswerter Menge finden. Der amorphe Teil besteht aus rötlichbraunen Glasstrümmern mit 200 μ langen Bimssteinfäden, sowie weniger wasserklarem, dichterem Glas, dazwischen sind 130 μ lange zackige Brocken mit kurzen, starren, trichitartigen Gebilden. Auch einige rötlichbraune tonige, umkristallisierte Teilchen kommen darin vor. In den Hohlräumen finden sich selten Calcitausscheidungen.

Auch im Walde südöstlich von der Plecskaanhöhe findet man Tuff a), unter dem sandiger Tuff b), zu unterst aber opalisierter Tuff c) vorhanden ist. Der oberste a) besteht aus wirren Haufen 60 μ langer Glasfäden, welche in einen rötlichbraunen, dichtern staubartigen Teil eingebettet sind. Dieser feinkörnigere Teil befindet sich stellenweise in beginnender Umkristallisierung zu Fasern von positivem Charakter. Im Liegenden b) ist bereits weniger, aber grösseres (100 μ) Glas, vereinzelt auch rote sporenähnliche Gebilde. Dagegen ist viel nicht vulkanischer Quarz, Muskovit und Sandstein darin enthalten. In der darunter folgenden Schicht c) ist noch weniger Glas. Dieses Gestein besteht aus kleinen Sandkörnern, neben etwas Kalk.

Profil des von Norden auf die Plecska führenden Weges.

Vor 6 Jahren sah ich in zusammenhängender Reihe die Serie der am Hójazuge kennen gelernten obern tuffhaltigen Schichten auf dem auf die Plecskahöhe führenden Wege, an dessen unterem Teil auf der Karte der k. ung. Geolog. R. Anstalt über dem Bryozoenmergel die Schichten des untern und mittlern Oligocän (Hójaer u. Méraer Schichten) eingezeichnet sind, deren Spuren ich auf dem

Gebiete zwischen dem Plecskaweg und dem gegen den Kalvarien zu führenden Graben gefunden habe. Tiefer unten schliesst der im Monostorer Walde befindliche Graben die Mezőséger Mergelschichten auf, das Profil entspricht also dem der Hójaer Tuffwand, das einige km gegenüber gelegen ist.

Auf dem Plecskawege finden wir zunächst in ca 480 m Höhe opalisierten Sandstein in zusammenhängender Masse, auf welchen b) welliger, dichter, tuffhaltiger Sandstein und hierauf c) ein sandiges, limonitisches, dichtes Gestein folgt. Diese sandigen, abwechselnd auch tuffhaltiges Material führenden Schichten gehen in ca 530 m Höhe in eine vorherrschend aus nussgrossen Quarzitzeröll bestehenden Schotter über, auf welchen wieder feinerer Sandstein folgt. Diese Konglomeratschicht, das Grenzgebilde unserer sarmatischen, sandigen Sedimente, ist auf dem vom Szamos links gelegenen Gebiete am Südabhange des Lombiberge, im städtischen Wald in ca 580 m Höhe, sowie im östlichen Teile von Pappalva und nordöstlich von Kolozsvár, nördlich vom Pokolközzuge in der Gegend des Tekintő ungefähr in gleicher Höhe vorhanden.

Die Kolozsmonostorer Opalsandsteine und hangenden Schichten.

Es erübrigt noch die nähere Bekanntschaft, desjenigen opalisierten, sandigen, wenig Tuff enthaltenden Gesteines zu machen, dessen Stücke auf die Monostorer Äcker, welche an dem zum Kalvarienberg führenden Graben liegen, geraten sind. Von diesen Äckern, besonders aus dem dieselben durchschneidenden Kalánosbache stammen jene, organische Abdrücke enthaltenden Opalsandsteine, deren Abdrücke Dr. STEPHAN V. APÁTHY 1910 in einer naturwissenschaftlichen Fachsitzung des Siebenbürgischen Museumsvereines, später aber auf dem internationalen Zoologenkongress in Graz als die Abdrücke des *Ringelwurmes Phyllodoce* vorführte. Dr. ANTON KOCH hat laut einer brieflicher Mitteilung derartige Kolozsvärer Abdrücke in Wien mit den Museumsexemplaren verglichen und in ihnen die gänzlich ausgestorbene, zur Familie *Rhizophyceae* gehörige *Alge Taonurus* erkannt.¹

Dieser sehr gut niveaubezeichnende opalisierte Sandstein der Plecska ist mit freiem Auge betrachtet ein sehr dichtes, graues oder weissliches pechglänzendes Gestein. Unter dem Mikroskop finden

¹ Unter dem alten Material unserer Sammlung ist ein aus dem Jahre 1887 aus der Sammlung PONGRÁCZ stammender derartiger Abdruck mit der Aufschrift „*Nerites* sp.“ versehen.

wir 0.1—0.2 mm grosse, sehr eckige, (folglich ursprünglich grosses Porenvolumen besitzende) zum überwiegenden Teil aus *Quarz* bestehende Körner, welche ihre Flüssigkeits- und sonstigen Einschlüsse als nicht vulkanischen, aus dem Grundgebirge stammenden *Quarz* erkennen lassen. Die meisten *Quarzkörner* erscheinen wegen ihrer geringen Grösse unversehrt, aber es kommen darunter auch zerdrückte vor, ferner *Muskovit* enthaltende, sowie sonstige kleine umkristallisierte Schieferstücke. *Muskovit* findet sich nur wenig, *Biotit*blättchen gleichfalls nur spärlich. *Turmalin* ist auch nur wenig vorhanden u. zw. in Körnern von 50 μ Grösse und dem folgenden Pleochroismus: ε = hell grün, ω = dunkel bläulichbraun; weiterhin findet man kleine *Granatkörner*. *Feldspat* kommt nur in minimaler Menge vor. Diese Mineralien, sowie die kleinen (20 μ) *Zirkonbruchstücke* lassen auf die Gesteine des Gyaluer Gebirges schliessen. Bindesubstanz ist *Opal*. Dieses Gestein erweist sich also als ein aus altem Material bestehendes, feines, sandiges Ufersediment, das vor dem Auftreten des opaligen Bindemittels sehr lose war und dessen mikroskopisches Bild im Wesen mit dem opalisierten Sandstein der Hója übereinstimmt, auf welchem gleichfalls die organischen Überreste vorhanden sind, die vor der Hand Hieroglyphen genannt werden mögen.

Die schönsten Phyllodoke bezw. Taonurusreste sind von den Kolozsmonostorer Feldern am Laufe des beim Kalvarienberge mündenden Kalánosbache, also von sekundärer, abgerutschter Stelle, ferner von dem gegen die Militärschiesstätte geneigten Abhange des Monostorer Waldes in unsere Sammlungen gelangt. Aber schöne Exemplare habe ich neuerdings auch am Westabhang des Monostorer Baches gefunden. Auch die grössten Mineralkörner in dem Schliff des aus dem Kalánosbache stammenden Sandsteines erreichen bloss eine Grösse von $\frac{1}{3}$ mm. Der alte zerdrückte, sehr eckige *Quarz* ist auch hier das herrschende Mineral, es kommen aber auch die kleinen Stückchen eines umkristallisierten rhyolithartigen Gesteines vor. Weiterhin spielen in diesem dem Hójaer Vorkommen näher stehenden Gestein die Globigerinen mitunter eine beständige Rolle.

In einem andern Gestein aus dem Kalánosbache sind dagegen schon keine Foraminiferen enthalten und das Bindemittel des Sandes, der an und für sich schon aus sehr kleinen, durchschnittlich 0.1 mm grossen eckigen, schütterten Körnern besteht, ist schichtweise abwechselnder, aber im Allgemeinen reichlicher *Opal*. Unregelmässig verstreut finden sich darin bräunliche, tonige, dunklere Einschlüsse. In einem dritten Gestein häufen sich diese tonigen Teile und damit

in Zusammenhang treten wieder Foraminiferen auf. Ausser diesen kleinen, tonigen umkristallisierten Teilen und 50 μ grossen Kalksteinstückchen ist auch *Magnetit* reichlich vorhanden, dagegen nur sehr wenig Opal. Von seltener vorkommenden Mineralien fand ich einen 40 μ grossen *Granat*, 20 μ grosse *Zirkonsäulchen* und ein grünlich-braunes *Turmalinkorn* von 100 μ Grösse. Auch brauner oder roter umgewandelter *Glimmer* und sehr wenig *Feldspat* kommen vor. Letztere sind 25—150 μ grosse *Plagioklase*, zum grössern Teil alter Abstammung. Den grössten Teil auch dieses Gesteines bildet der allein vorherrschende *Quarz*.

Diese Sandsteine unterscheiden sich dadurch vom „Feleker Sandstein“, dass im Feleker Sandstein das kalkige Bindemittel oft fast die Hälfte des Gesteines ausmacht und auch die Mineralkörner grösser, $\frac{1}{3}$ —1 mm und noch grösser sind.

Auf dem Wege zur Plecskahöhe folgt auf den Opalsandstein ein hellgraues, tuffartiges Gestein mit Wellenfurchen. Auch mit der Handlupe erscheint das Gestein porös, tuffartig, aber die kleinen *Muskovit*blättchen machen seinen reinen Tuffcharakter fraglich. Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung ist doch in soweit überraschend, als wir fast kein Tuffmaterial darin finden. Ungefähr die Hälfte des Gesteines wird von $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{4}$ mm grossen *Quarz*körnern gebildet, unter welchen solche mit Flüssigkeitseinschlüssen und zerpresster, also alter *Quarz* überwiegt. *Feldspat* ist wenig darin, unter diesem wieder viel alter, aber ausserdem kommen auch vulkanische, Glaseinschlüsse enthaltende, aus dem Tuff stammende *Feldspat*trümmer vor. Ausserdem lassen auch amorphe Glaskörner von ungleicher Grösse auf Tuff schliessen, in denen sich kleine, gelbe, schwächer lichtbrechende Teilchen und luftgefüllte dunklere Flecke finden. Neben unversehrtem *Biotit* kommt auch chloritisch (delessitisch) veränderter, ferner spärlich *Magnetit*, grünlichbrauner *Turmalin*, viel *Muskovit* und einige *Zirkon*bruchstücke vor. Auch ein Gesteinsbruchstück habe ich darin beobachtet mit vorwiegend *muskovitischer* Grundmasse, in dem sich viele rote *Hämatit*täfelchen finden, aber auch porphyrischer *Quarz* mit Flüssigkeitseinschlüssen. Dieses Gestein ist also auf Grund der mikroskopischen Untersuchung ein feinkörniger, dem Opalsandstein ähnlicher Tuffsandstein.

Auf diesen Tuffsandstein folgen aufwärts ganz reine, sandige Schichten, die jedoch wieder von Tuffschichten abgelöst werden. Mit freiem Auge erscheint dieses weisse, feinkörnige Gestein, in das senkrecht zur Schichtung, wurzelförmig fingerdicke, mit der

Handlupe sich als sandig erweisende Teile eindringen, als reiner Tuff. Unter dem Mikroskop konstatieren wir, dass, wo in diesem Dacittuff die wenigsten Mineralien vorhanden sind, sie $\frac{1}{10}$ des Gesteines, wo sie dagegen am stärksten vertreten sind, $\frac{1}{3}$ ausmachen. Die an eckigen, kleinen Mineralbruchstücken reicheren oder ärmeren Teile rufen die auch mit freiem Auge sichtbare Schichtung hervor.

Ausser den Mineralien besteht der überwiegende Teil des Gesteines aus isotropem, glasigem Tuffmaterial, darunter auch ziemlich viele braune, luftreiche Teile, deren Lichtbrechung schwächer ist, als die des getrockneten Kanadabalsam. In den hellern Teilen senkrecht zur Schichtung sind grössere Hohlräume, weiterhin braune, einschliessartige, eckige Teile.

In der sandigern Schicht überwiegt der zertrümmerte, also alte, nicht vulkanische *Quarz*, daneben *Muskovit*fäden, ausserdem sind auch *delessitische* Trümmer reichlich vorhanden. Der *Feldspat* ist fast eine Seltenheit, jedoch ist er wenigstens zum Teil vulkanischer, auch *Apatit* enthaltender *Feldspat*. Biotit, an einzelnen Stellen auch Magnetit kommt vor, spärlich grünlicher *Amphibol* und *Calcit* in kaum wahrnehmbarer Menge.

Auch dieser sandige Tuff ist das Produkt einer *Uferablagerung* mit Wellenfurchen.

Auf der tuffhaltigen Anhöhe des Monostorer Waldes neben dem Plecskawege ist also reiner vulkanischer Tuff nicht zu sehen, sondern nur tuffenthaltender Ufersandstein, der über der Opalschicht vorkommt, also der obersten Hójaer Tuffschicht oder vielleicht noch mehr der darauf folgenden, jedoch auf der Hója schon abgeräumten Schicht entspricht. Mit freiem Auge betrachtet erinnert auch der kleinkörnige, hellgraue Sandstein an den Tuff, als solcher war er auch ursprünglich in unserer Sammlung benannt. Ein mit dem Hójaer Vorkommen übereinstimmender Zug ist, dass man im nördlichen Teile des Monostorer Waldes, sowie am Abhang gegen das Plecskatal zu darunter noch den Mezőseger Mergel findet. Es unterscheidet sich dieses Vorkommen dadurch vom Hójaer, dass die untere reinere Tuffschicht fehlt, sowie dadurch, dass hier die entsprechenden Schichten höher gelegen sind. In der Gegend der Hója, näher am Eruptionscentrum ist das Gebiet wahrscheinlich nachträglich gesunken.

Die entlegensten, Dacittuff enthaltenden Schichten in der Dumbravagruppe am rechtsseitigen Abhang des Szamos.

Auch auf das auf der linken Seite des Plecskabaches noch zu ihm gehörige hydrographische Gebiet setzen sich die Tuffbildungen der Umgebung von Kolozsvár fort und endigen auch hier. Hier habe ich den Dacittuff in besonders mächtiger Ausbildung auf den höchsten, stark bewachsenen Gipfeln des Dumbravazuges, südsüdwestlich von Sz.-Jánosbrunnen in ca. 590–610 m Höhe, also bedeutend höher, als auf der Plecska, gefunden, wo wie im Allgemeinen am Westrande des Tuffvorkommens die bisher kennen gelernten verschiedenen Tuffarten mit dem Opalsandstein zusammen stark entwickelt vorkommen. Im südlichen Teile der Dumbrava, nördlich von dem auf der Karte mit 646 m Höhe markierten Gipfel sind die Spuren eines ehemaligen Steinbruches zu erkennen, jedoch ohne dass man auf dem sehr verdeckten Gebiet den Zusammenhang der verschiedenen Schichten sehen kann.

Der Tuff zieht sich weit hinauf auf den Bergesgipfel und wir finden die hie und da zum Vorschein kommenden Stückchen der schon von Hója und Kőszegő her bekannten einzelnen Glieder, namentlich geschichteten Mineraltuff mit *Biotit*, *Muskovit* und *Quarz* von ca. $\frac{1}{2}$ mm. Korngrösse, *feinkörnigern*, *glasigen Tuff* mit quarzigen Sandsteinstreifen und Wellenfurchen, weiterhin feinem dichten *Glastuff*, in einer Lage, die der eingehend geschilderten Serie des Hójaer Aufschlusses nicht widerspricht. Über dem Tuff beginnen dann auf dem waldbedeckten Gipfel einzelne Feleker Sandsteinkugeln zu erscheinen.

Zusammen mit dem Tuff spielt auch hier der *Opalsandstein* eine grosse Rolle, der in Folge seiner grössern Widerstandsfähigkeit, das auffallendste Glied der Reihe ist.

Auf dem sehr flachen Bergrücken, der sich nördlich von diesem Zuge ausbreitet, sieht man an mehreren Stellen schwarzen Waldboden, ohne dass etwas aus dem Untergrund an die Oberfläche gelangt. Im Ganzen habe ich nur nördlich von diesem Zug, im östlichen flachen Teile des *Signito* ein, mit dem Mezőseger Mergel übereinstimmendes, verwittertes, lehmiges Gestein gefunden, das übrigens auch weiter unten in der Richtung des unter dem Sz.-Jánosbrunnen einmündenden Tales, bei den kleinen Dolinen des obern Grobkalkes zwischen den Wurzeln eines abgerutschten Baumes, an die Oberfläche gelangt, grade so, wie in dem Hangenden des Bryozoenmergel, südlich vom Szt.-Jánosbrunnen, im unteren Teil des Szt.-János-

waldes in 485 m Höhe. In solch dicken Mergelboden sind auch die von der Westseite des Pleeskatales kommenden Gräben eingesenkt, in denen vereinzelt Opalsandstein und Kalksteinstücke vorkommen.

Hieraus schliesse ich, das unter dem dicken Waldboden auch hier sich die „Mezőséger Schicht“ mit Tuff und Opalsandstein auf das Eocän transgrediert vorfindet.

Südlich von den Tuffschichten des Dumbravazuges, gegen den Árpádesúcs zu gelangen gleichfalls wasserundurchlässige Schichten unter der sandigen obersten Decke hervor am Westabhang des breiten, flachen Ogradagipfels an die Oberfläche; die Verhältnisse sind also wohl auch hier ähnlich.

Das mikroskopische Bild der Tuffe von der Dumbrava entspricht im Ganzen dem der Tuffe des Hójazuges, aber diese Tuffe sind noch weniger reine vulkanische Gebilde, wie die von der Hója, denn in jedem Dünnschliff des untersuchten Gesteines findet sich ausser Glasmasse vulkanischer Herkunft, Feldspat, Quarz, Biotit, wenige braune, trichitische Glasstückchen, in grosser Menge gepresster Quarz, Muskovit, alte Feldspattrümmer, mitunter auch alte arfvedsonitartige, schwach doppelbrechende, bläulichgrüne Amphibolbrocken und kristalline Schieferstückchen, hie und da mit Partien aus einem tonigen Gestein.

Der Grund dieser grössern Unreinheit ist neben der grössern Entfernung vom Eruptionscentrum hauptsächlich in der Lage am nahen Ufer zu suchen. Auf erstern Grund ist auch die geringere Korngrösse zurückzuführen. Hier ist nämlich die mittlere Grösse der Körner auch bei dem grösstkörnigen Gestein nur auf $\frac{1}{4}$ mm zu schätzen. Die dünnen Glimmerblättchen erreichen mitunter auch $\frac{1}{2}$ mm Grösse und ausnahmsweise kommen auch 1 mm grosse Mineralkörner vor, jedoch sind diese aller Wahrscheinlichkeit nach vom Wasser hineingespülte Körner.

Es gibt auch hier *Mineraltuffe*, die zur Hälfte, oder mehr aus kleinen Mineralien bestehen. Ferner gibt es *Glastuffe*, in denen die Menge der Mineralkörner bis auf $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ sinkt.

Auch hier finden sich solche Tuffe, die in Folge der sich anhäufenden, hauptsächlich aus nicht vulkanischem Quarz bestehenden Mineralien diagonal geschichtet, mitunter von Wellenfurchen durchzogen erscheinen. Dass in diesen die Menge der Mineralien und Tuffmasse sich schichtweise launenhaft ändert, ist einleuchtend.

Unter den vulkanischen Feldspaten finden sich dünne stäbchenförmige Spaltungsstückchen nach den guten Spaltungsflächen (001) und (010). Im übrigen zeigen diese Feldspattrümmer häufig Zonen-

bau. Die äussere sauerere Zone erwies sich in einem Fall als *Oligoklas-Andesin* (Ab_3An_1).

In einem hierher gehörigen sandigen, tonigen Tuff bilden weisse, hackige Glassplitter ca den fünften Teil des Gesteines. Sowohl diese, wie auch die vorherrschenden Mineralkörner sind $\frac{1}{8}$ mm gross, aber ausnahmsweise kommen auch Körner von 1 mm Grösse vor. Die Mineralien (*Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, *Amphibol*) sind grösstenteils von fremder Herkunft. Daneben kommen auch kleine Brocken von *kristallinem Schiefer* und *Rhyolith* vor. Der Kern eines Feldspates mit weissem Glaseinschluss und Zonenbau, der also sicher aus dem Tuff stammt, erwies sich als *Andesin-Labradorit*.

Die im Dumbravazug mit dem Dacittuff zusammenhängenden Opalsandsteine stimmen im Wesen mit den, im Bisherigen beschriebenen Opalsandsteinen von den benachbarten Vorkommen überein. Auch für diese ist die auffallend eckige Form der Bruchstücke allgemein charakteristisch. Es gibt darunter sehr feinkörnige, aber $\frac{1}{4}$ km von dem 646 m hohen Gipfel nach N zu vereinzelt auch solche, in denen Körner von 3 mm Grösse vorkommen. In diesem sind cocäne Kalksteinstückchen, Globigerinenmergel, sowie auch Turmalin enthalten.

Während im Dumbravazug der Dacittuff in grösserer Masse und abwechslungsreicher Ausbildung vorhanden ist, finden sich weiter südlich nur äusserst spärlich dünne, Tuff enthaltende Mergelschichten in den tiefsten Partien der Feleker Sandsteinschichten. So habe ich Spuren der obersten tuffhaltigen, sandigen Mergel- oder Tonschicht in ähnlicher Ausbildung, wie auf der Vadaswiese auf dem D. Simeu in ca 700 m Höhe gefunden, wo an der Oberfläche ein verwittertes, toniges Gestein vorkommt, in dessen besser erhaltenem, sandigem Teile die glasige Tuffmasse von untergeordneter Menge unter dem Mikroskop leicht zu erkennen ist.

Noch weiter südlich in der Umgegend des *Árpádcsvics* (Péana), dem höchsten Berg in der Nähe von Kolozsvár, davon nach WSW im Graben des nach Szélicse führenden Weges und weiter $\frac{1}{3}$ km vom obern Ende der Gemeinde Szélicse entfernt in noch grösserer, nämlich 720 m Höhe fand ich im Graben desselben Weges diesen obern, tuffhaltigen Mergel u. zw. an letzterer Stelle zusammen mit Globigerinenmergel. Allerdings beträgt in dem untersuchten Szélicser Tuffmergel die vulkanische Bimssteinmasse nur ca $\frac{1}{10}$ (bei 150 μ Länge) und es kommen mit ihr zusammen auch *Quarz* und *Mikrolith* vor, aber das Vorhandensein der feinen Tuffmasse im Globigerinenmergel ist zweifellos.

Zusammenfassung.

Aus der eingehenderen Untersuchung des westlich vom Kolozsvärer Meridian liegenden Tuff enthaltenden Gebietes ergibt sich also, dass diese in sehr verschiedener Höhe, vielfach nur in Form zerbrochener dünner Scherben sichtbaren Tuffschichten, bei dem Mangel an Leitfossilien, zur Horizontbezeichnung dieser in der Linie Békás-Felek auf ca. 250 m schätzbaren Schichtenreihe gut zu verwenden sind.

Wir können mit Hilfe derselben feststellen, dass die Dacittuffe der Umgebung von Kolozsvár in den Miocänschichten im Wesen zu einer längern, von Ruhepausen unterbrochenen Eruptionsreihe gehören, deren Ausbruchsstelle am Westrande des mittlern Miocänmeeres, irgendwo in der Gegend des Szucságer Kőszegő gewesen sein mag. Diese Eruption hatte, ähnlich wie die des Kolozser Tuff, Ausbruchsperioden, die eine mächtige, stellenweise auch jetzt noch in 20 m Dicke sichtbare Reihe von Tuffschichten aufbauten. Wir erkennen auf der Hója, ferner zu beiden Seiten des Plecska-Monostorer Waldzuges, auf dem Gipfel der Nagyoldal, in der Gegend der Vadaswiese auf dem Szent-Jánosberg und in der besser aufgeschlossenen Tuffgruppe des Dumbravazuges auf Grund eingehenderer Untersuchung eine einander entsprechende, derselben längeren Eruptionsperiode entstammende Serie, zwischen deren obern Gliedern überall der Opalsandstein vorhanden ist.

Die Reihe dieser Tuffschichten ist ungleichmässig, unzusammenhängend und von ungleicher Mächtigkeit. Zu Beginn des Ausbruches und in der Nähe des Eruptionszentrums ist sein Material gröber und reicher an Dacitbrocken; in grösserer Entfernung vom Eruptionszentrum dagegen ist feinerer Stoff niedergefallen und auch im Verlaufe des Ausbruches wurde im Grossen und Ganzen feineres und glasigeres Material ausgestreut. Dies gilt jedoch nur im weitern Sinne, denn in dem schönen Aufschluss der Hója können wir uns überzeugen, dass auch unter den glasigen Tuffen der feineren obern Schichten gröbere und an Mineralien reichere Tuffschichten vorkommen. Die grössere Mächtigkeit der Tuffschichten am Westrande des mittlern Miocänbeckens erklärt sich z. T. daraus, dass dieselben unmittelbar an der Küste abgelagert wurden, wo die auf das Festland gefallenen und von dort eingespülten, aus Tuffmasse oder sonstigem Material bestehenden Gesteinsbrocken in grösserer Menge wie an den vom Ufer ferner gelegenen Stellen eingemengt werden konnten.

Aber auch am westlichen Ufer ist in der Gegend der Ausbruchsstelle der Tuff am dicksten. Ganz reiner Dacittuff kommt kaum vor. In dem meisten Tuff kommen fremde, grossenteils aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Sandkörner und Gesteinsbrocken vor oder es sind in den feinem Tuffen tonige, mergelige Teile mit dem Tuffmaterial vermengt. Diese enthalten auch vielfach, mitunter in grösserer Menge, Globigerinen. Ja, es wechseln sogar Globigerinenmergel, die gar keine Tuffmasse enthalten, mit Tuffschichten ab. Es gibt ferner solche Tuffschichten, die das ausgeworfene vulkanische Material nicht in originellem Gemenge enthalten, sondern deren Mineralien im Allgemeinen ihren spezifischen Gewichten entsprechend sortiert sind. Aus all diesem folgt, dass das Material der einzelnen tuffhaltigen Gesteine nur auf Grund eingehender mikroskopischer Untersuchung erkannt werden kann und die chemische Zusammensetzung nur mit grosser Vorsicht bei der Beurteilung des reinen Eruptivums benützt werden darf.

Die gegen Ende der Dacittufferuptionen in der Nähe des westlichen Ufers gebildeten opalisierten Sandsteine lassen sich auf Opalquellen zurückführen, die die losen, meist feinen Sande verkitteten. Diese Gebilde schützten dann in Folge ihrer grossen Widerstandsfähigkeit die darunter gelegenen Schichten und treten als besonders charakteristisches, in dieser Gegend überall dasselbe Niveau bezeichnende Gestein auf.

Im Opalsandstein, sowie in den mit dem obern Teil des Tuff zusammenhängenden Sandsteinen kommen ziemlich allgemein auch Kalksteinstückchen vor, was darauf hindeutet, dass in dieser Zeit auch nahe gelegenes, aus Kalkstein bestehendes Festland in dieser Gegend verwüstete.

Diese in kleinen Unterbrechungen auf einander folgenden, zu einer grösseren Eruptionsreihe gehörigen Tuffe, die, was ihr Material betrifft, eine einheitliche Serie bilden, kommen gegenwärtig nicht in gleicher Höhe über dem Meeresspiegel vor. Am tiefsten (in 470—480 m Höhe) liegt der Tuff im Hójazuge, ferner in der verworfenen Kisbácer Farkasverem (420 m). Auf dem Kőszegő und der Szt. Pálspitze finden wir ihn schon etwas höher (500—520 m). Im Monostorer Walde, im Plecska—Vadaszuge dagegen erhebt sich die Tuffreihe von 480 m bis 580 m, im Dumbravazuge bis zu 610 m. Oberhalb Szelicse 10 km südlich von der Hója finden wir aber die obersten mergeligen Glieder der Dacittuffreihe bereits in 720 m. Höhe.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass nicht nur der Tuff, sondern auch die darunter liegenden Eocänschichten, namentlich der wegen

seiner geringen Dicke zur Niveaubezeichnung gut brauchbare Intermediakalkstein gleichfalls einen ähnlichen oder noch grössern Niveauunterschied verrät, (südlich vom Kőszegő 480 m, auf dem Signito nördlich von der Dumbrava 540 m, bei Szelicse auf dem Havasbükk 740 m) so müssen wir konstatieren, dass, seit dem Ausbruch der Dacittuffvulkane dieser, das Meeresufer des mittlern Miocän bildende Krustenteil eine starke *epiogenetische Bewegung*, erlitten hat, deren Ergebnis der Felek—Szelicser hervorragende tafelförmige Zug ist. Diese Bewegung äussert sich nicht nur in dem in der Kolozsvärer Umgebung allgemeinen sanftern nordöstlichen Fallen der Schichten. Auf Grund eines Vergleiches mit der Niveauhöhe der eocänen Intermediaschichten müssen wir auf diesem Gebiet auch Verwerfungen annehmen. Diese Schichten sind nämlich am Nordostrande des Havasbükk in 740 m Höhe vorhanden. Nordwestlich von dieser Stelle $\frac{3}{4}$ km entfernt finden wir über dem Szelicser Waldhüterhaus schon 120 m tiefer den auch auf der Karte der k. ung. Geolog. R. Anstalt angegebenen Intermediakalksteinzug. Ein anderer augenfälliger Niveauunterschied, der sich keineswegs durch die allgemeine nordöstliche Fallrichtung der Schichten erklären lässt, ist der, dass die auf dem Szászfeneser Gorbógipfel in 565 m Höhe vorhandene Intermediaschicht, $1\frac{3}{4}$ km von dieser Stelle gegen ONO zu entfernt, auf dem Galiser 490 hoch m liegt, während sie 3 km nordnordöstlich von hier im Bette des Szamos bereits, 350 m tief zu finden ist. Aber sie senkt sich auch auf der entgegengesetzten Seite, denn 2 km südöstlich vom Galiser zieht sie an der dem Sz.-Jánosbrunnen gegenübergelegenen Seite in 450 m Höhe entlang.

Es ist eine interessante Erscheinung, dass auf dem westlich von Kolozsvár gelegenen, tafelförmigen, nicht gefalteten Gebiet die entsprechenden Tuffschichten überall höher liegen, wie auf dem ca 21 km östlichen gefalteten Miocängebiet von Kolozs, wo die III. tuffhaltige Schichtengruppe südwestlich von der Stadt auch auf dem höchsten Gipfel nur 451 m Höhe erreicht. Hieraus lässt sich schliessen, dass das stark gefaltete Kolozser Gebiet, eigentlich ein sinkendes Gebiet bedeutet, dass die Faltung mit einer Senkung im Zusammenhang stand. Die Feststellung bestimmterer Beziehungen zwischen den Dacittuffen der Umgebung von Kolozsvár und denen von Kolozs wird erst nach der Untersuchung des dazwischen liegenden Gebietes am Platze sein. Auf Grund des Charakters der einzelnen Tuffschichten kann ich jetzt nur als wahrscheinlich hinstellen, dass die hierher gehörigen Tuffschichten der II. und III. Kolozser Serie zu entsprechen scheinen.

Ausser den Dacittuffen kommt in einem tiefern Horizont, zwischen den gefalteten Schichten des Soldatenfriedhofes eine, einige cm dicke Amphibolandesittuffschicht mit bedeutend reinerem eruptivem Material, als dem des Dacittuff vor. Dieser stimmt im Allgemeinen mit dem Balázsfalvaer Amphibolandesittuff überein und scheint mit ihm zusammen zu den Amphibolandesiteruptionen des siebenbürgischen Erzgebirges zu gehören. Dieselben liegen entfernter vom Beckenrand und sind frei von der Vermischung mit fremden Stoffen geblieben.

Das eingehendere Studium der Dacittuffe erscheint auch, abgesehen von dem rein wissenschaftlichen Interesse, durch ihre praktische Verwendbarkeit als *Trassmaterial* begründet.

Aus diesen Tuffstudien geht auch das hervor, dass die Verbreitung des Sarmatasandsteines bei weitem grösser ist, als bisher bekannt war und dass auch unter seinen Schichten Globigerinenmergel vorkommen. Die wasserdurchlässige sarmatische Sandsteinschicht gleitet auf der erweichten, glitschigen Oberfläche der undurchlässigen, mergeligen, lehmigen Schichten aus ihrer, in Folge der Krustenbewegung hervorgehobenen Stellung auf tiefer gelegene Orte und bildet in Verbindung mit grössern Brüchen herrliche Beispiele von *Solifluctionen*. Diese sich regelmässig wiederholenden, treppenförmig abgerutschten Reihen bedecken aller Wahrscheinlichkeit nach auch Verwerfungen.

Eine erleuternde Karte und Photographien werden der Kriegsverhältnisse wegen nur in der nächsten Publikation folgen.

Petrographische Untersuchung des Nagyhugyin-er „Trachyt“-s.

Von DR. STEPHAN FERENCZI, Universitätsassistent.

Im II. Bande (Neogene Gruppe) seines 1900 erschienenen wertvollen Buches „Tertiäre Bildungen im Siebenbürger Becken“ beschäftigt sich Prof. Dr. ANTON KOCH auch mit den tertiären effusiven Gebilden an den Rändern des Beckens. Diese Gebilde teilt er in 5 Gruppen¹ u. zw. „in die Familie 1. der Liparite oder Quarztrachyte, 2. der Trachyte, 3. der Dacite oder Quarzandesite, 4. der Andesite, 5. der Basalte.“ Die aufgezählte Einteilung beweist, dass Prof. Dr. KOCH hier den Namen Trachyt nicht in dem alten, von HAÜY stammenden Sinne, sondern als den, von ROSENBUSCH enger umgrenzten Begriff benutzt hat.

H. ROSENBUSCH schreibt in der II. Auflage² seiner „Physiographie“ (1887), sowie in den mit dem Text der II. Auflage übereinstimmenden neuern Ausgaben³ bei Behandlung der Hypersithenandesite von Andesiten aus dem „Hugyustale“ und vom Cibles, die dem Dacit vom Typus des Dioritporphyrit zuneigen. [„ . . . solche (d. h. Andesite) vom Hugyustale und vom Cibles den dioritporphytischen Habitus gewisser Dacite besitzen . . . “]. Die Benennung „Hugyustal“ bezieht sich wahrscheinlich auf irgend einen der von der Hugyinspitze kommenden Bäche. Das Studium des einschlägigen Teiles der Literatur vor Behandlung der Andesite konnte die Frage, woher ROSENBUSCH diesen Namen übernommen habe, nicht aufklären, da er aber im Zusammenhang mit dem Cibles sich nur hierauf beziehen kann, müssen wir bestimmt annehmen, dass in obigen Zeilen von dem Gestein des Hugyin die Rede ist. Da wir

¹ Dr. A. KOCH: Die tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest, 1900.

² H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine II. Aufl. 1887. p. 677.

³ H. ROSENBUSCH: Mikroskop. Physiographie etc. III. Aufl. p. 895. u. IV. Aufl. p. 1075.

jedoch zur Zeit kein Vorkommen der neoeffusiven Gesteine des syenitischen Magmas auf dem Gebiete Siebenbürgens kennen und so einesteils die Angabe in Dr. KOCH's Arbeit zweifelhaft erscheint, andersteils sich aber in ROSENBUSCH's Arbeit widersprechende Daten finden so hat mich Herr Prof. Dr. JULIUS von SZÁDECZKY mit der Aufgabe betraut das wichtigste in Prof. Dr. KOCH's Arbeit beschriebene „Trachyt“-vorkommen, das Gestein des Nagyhugyin zu untersuchen und die eventuellen Irrtümer zu berichtigen.

* * *

Den Namen *Trachyt* hat zuerst der Abt HAUY benützt, der mit diesem Namen die äussere Erscheinung aller derjenigen Gesteine bezeichnen wollte, die gewöhnlich in Folge ihres erdigen, porösen Äussers, ihrer hellen Farbe und ihres niedern spezifischen Gewichtes beträchtlich von den dunklern, massiven und dichtern basaltischen Gesteinen abweichen. In diesem Sinne gebrauchte auch Dr. JOSEF von SZABÓ den Namen Trachyt zur Bezeichnung Olivin nicht enthaltender, tertiärer Effusivgesteine. Auf seinen Einfluss ist es zurückzuführen, dass auch heute noch sehr viele unserer Lehrbücher und populären Schriften von „Trachyt“-bergen reden, während wenn wir überhaupt Trachyt im heutigen Sinne des Wortes in Ungarn haben, dieser keinesfalls gebirgsbildend auftritt, höchstens auf einem kleinen Gebiete lokale Bedeutung besitzt.

Nach Dr. KOCH ist das Vorkommen der „Trachyte“ in Siebenbürgen sehr gering, noch viel spärlicher als das Auftreten der seiner Meinung nach nur in ganz geringer Menge vorkommenden Rhyolithe. Auf Grund seiner eigenen Beobachtungen¹ erwähnt er einen stark umgewandelten „Trachyt“ vom Ostabhang der Jára-er Berge, neben Ivánfalva (Cacova), in dessen etwas kaoliniger, im übrigen der des Rhyolith vom Kiskapuser Köveshegy ähnlichen Grundmasse er Quarz nicht fand; auch die verwitterten Feldspate fielen aus dem Gestein heraus. Ein zweites „Trachyt“-vorkommen wäre der von Dr. M. PÁLFY² beschriebene, im Gyaluer Gebirge, oberhalb des Dobruser Waldhegerhaus im Reketótale, am westlichen Fusse des Crucea-(Kreuz-)berges vorhandene Gang, in dessen gelblichweissem, sehr verwittertem Gesteine Dr. PÁLFY neben glänzendem Feldspat Quarzkristalle erwähnt. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist keines dieser Gesteine Trachyt. Das Ivánfalvaer

¹ S. 406. der zitierten Arbeit.

² S. 206. der zitierten Arbeit.

Gestein halte ich für verwitterten Andesit, das Dobruser Ganggestein aber für Dacit oder Rhyolith, wie dies auch die auf diese Gebiete bezüglichen Kartenblätter der k. ung. Geologischen R. Anstalt bezeugen,¹ die von Dr. A. KOCH und Dr. M. PÁLFY aufgenommen worden sind und auf denen bereits keine Spur von der Bezeichnung „Trachyt“ zu finden ist, da ja Dr. KOCH² und Dr. PÁLFY³ selbst in ihren ursprünglichen Veröffentlichungen die beiden obigen Gesteinsvorkommen unter den Quarztrachyten behandeln. Den Eindruck grösserer Wahrscheinlichkeit macht das auf Grund der Beschreibung von Dr. SAVA ATHANASIU⁴ bekannt gewordene Trachyttuffvorkommen aus dem Dragojászabache am Nordostrande des Kelemengebirges, in dessen Trachyttuff nach Dr. ATHANASIU Biotittrachyt und phonolithischer Trachyt als Einschluss vorkommen soll. Das bedeutendste Vorkommen der siebenbürgischen „Trachyte“ ist nach Dr. KOCH auf der Nagyhugyin genannten Spitze des Láposer Gebirges vorhanden (vom Cibles 10 km Luftlinie nach NW), welches er auf Grund der Beschreibung Dr. GEORG PRIMICS⁵ ausführlich mitteilt. Ich beschäftigte mich in dieser Arbeit mit diesem Vorkommen, auf das bezüglich ich zwei aus der Sammlung Dr. PRIMICS stammende Exemplare in der Gesteinssammlung des Siebenbürgischen Nationalmuseums gefunden habe. Zu meinen Untersuchungen benützte ich sodann noch zwei von diesem Ort stammende Gesteinsexemplare aus der Sammlung meines Vorgängers, des Herrn Geologen Dr. SIMON PAPP, so dass, obwohl ich wegen der jetzigen schwierigen Verkehrsverhältnisse selbst kein Material an Ort und Stelle sammeln und auch die Verhältnisse des Vorkommens nicht beobachten konnte, es doch wahrscheinlich scheint, dass das Ergebnis der Untersuchung der Wirklichkeit sehr nahe kommen werde. Die untersuchten 4 Gesteinsexemplare stammen nämlich von 4 verschiedenen Teilen des Nagyhugyin. Was die Verhältnisse des Vorkommens betrifft, schreibt Dr.

¹ *Magura*, Zone 19. Kol. XXVIII. geolog. Aufnahme von Dr. M. PÁLFY u. Dr. G. PRIMICS 1905. und Umgebung von *Torda* Zone 19. Kol. XXIX. aufgenommen von Dr. A. KOCH 1886.

² Dr. ANTON KOCH: Bericht über die im Sommer 1887. durchgeführte geologische Spezialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes im Torda-Aranyoser Comitate. Jahresberichte d. k. ung. Geol. Anst. für 1887. Budapest, 1889.

³ Dr. M. PÁLFY: Geolog. Verhältnisse der Hideg- und Melegszamosgegend. Jahresbericht d. k. ung. Geolog. Reichsanstalt von 1896. Budapest 1898.

⁴ In KOCH'S zitierter Arbeit: Seite 206.

⁵ Dr. GEORG PRIMICS: Die trachytischen Gesteine des Láposer Gebirges. Földtani Közlöny. Budapest, 1886. p. 190.

PRIMICS, dass „der 1612 m hohe schoberförmige Gipfel des Nagy-hugyin . . . sich aus dem Karpathensandstein hervorhebt“.

Alle 4 Gesteinsexemplare sind hellgraue, sehr feinkörnige Gesteine von sandigem Aussehen, in denen auch mit der Lupe kaum einige kleine *Feldspat*leisten, oder schwarz glänzende *Biotit*blättchen zu sehen sind. Es fand sich in dem Gestein noch ein 4–5 mm grosses farbiges Mineral, welches grade in dem von der Spitze stammenden Exemplar in der grössten Menge vorhanden war. Die Stelle des ursprünglichen in einzelnen Flecken an *Amphibol*, in andern an *Biotit* erinnernden Mineralen machen jedoch nur rostbraune bis schwarze Flecke kenntlich. Dr. PRIMICS erwähnt ausserdem das Nagyhugyiner Gestein betreffend, dass sehr selten auch *Granatkörner* darin erscheinen. Tatsächlich habe ich auch in einem der untersuchten Exemplare ein rötliches Granatkorn von ca. 2 mm Durchmesser gesehen. In den untersuchten Dünnschliffen war aber keines zu finden. Die beiden von Dr. SIMON PAPP gesammelten Exemplare, sowie das eine von Dr. PRIMICS sind ziemlich frisch, im Gegensatz zum zweiten PRIMICS'schen Exemplar, das kleine rötliche und braune Rostflecken aufweist.

Mikroskopische Untersuchung. Unter dem Mikroskop habe ich die Anwesenheit von *Quarz*, *monoklinem Feldspat* (*Orthoklas*, *Sanidin*), sauererem *Plagioklas*, *Biotit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Rutil*, *Zirkon*, *Limonit* und *Chlorit* festgestellt.

Unter den salischen Mineralien der I. Generation ist der *Quarz* am schwächsten vertreten, dessen grösste Körner kaum die Grösse von 0.3–0.4 mm erreichen. Gut ausgebildeter, porphyrischer *Quarz* ist in diesen Gesteinen überhaupt nicht vorhanden, einige grössere *Quarzkörner* sind jedoch idiomorphe Kristalle, sehr selten Doppelzwillinge. Einschlüsse enthält er gewöhnlich sehr viele, meist kleine (30–40 μ grosse) *Apatitnadeln*, seltener geringe Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen, *Biotit* und *Feldspatzwillinge*, die in der Regel eine mit der des Quarzes übereinstimmende Lichtbrechung besitzen, sowie annähernd parallel auslösen.

Sehr wichtig ist unter den salischen Mineralien der ersten Generation die Anwesenheit der *monoklinen Feldspate*. Ihre relative Menge ist bedeutend grösser als die des Quarzes, $\frac{1}{2}$ aller salischen Mineralien besteht aus monoklinem *Feldspat*. Ihre Grösse stimmt mit der des Quarzes überein, die grössten Individuen erreichen 0.4 mm. Ihre Gestalt ist in den meisten Fällen weniger gut idiomorph, in der Richtung der a-Achse etwas gestreckt. Zwillingbildung erfolgt immer nach dem Karlsbader Gesetz und die Zwillinge beste-

hen immer aus zwei Individuen nach dem Karlsbader Gesetze. Optische Eigenschaften: geringe Lichtbrechung (in jeder Richtung kleiner als ω des Quarz), in dem 35 μ dicken Schliff Doppelbrechungs-farben bis grau I. Ordnung, die Auslöschung in den Schnitten $\perp n_p = 0^\circ$, $\perp n_g = 5^\circ$ ist den beiden vorhandenen monoklinen Feldspatarten, dem *Orthoklas* im engeren Sinne und dem *Sanidin* gemeinsam, die ich auf Grund der Stellungen der Achsen- und Zwillings-ebene zu einander unterschied. In einzelnen, seltenen Fällen stehen die beiden Ebenen \perp auf einander, in welchem Falle wir es mit *Orthoklas* zu tun haben, während die Ebenen in der Mehrzahl der Fälle \parallel zu einander liegen, was für die Anwesenheit von *Sanidin* charakteristisch ist. Der Achsenwinkel des Sanidin ist sehr klein, die Achsenöffnung normal zu n_p ist kaum zu bemerken. Als Einschlüsse finden sich gewöhnlich Quarzkörner und Apatitnadeln.

Die wichtigste Rolle unter den Mineralien dieses Gesteines, die der ersten Generation entstammen, spielen die *Plagioklase*. Einzelne Individuen erreichen die Grösse von 1 mm, die Grösse der meisten bewegt sich aber zwischen 0.5–0.6 mm. Ihre relative Menge beträgt $\frac{3}{5}$ der Mineralien der I. Generation. Auch bei diesen Feldspaten ist die Gestalt nach der a-Achse gestreckt. Zwillingsbildung habe ich sehr selten beobachtet, meist aus zwei Individuen bestehende Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Auf Grund des optischen Verhaltens (Lichtbrechung in jedem Schnitt etwas stärker als die des Quarzes, in dem 35 μ dicken Schliff Doppelbrechungs-farben bis hellgelb I. Ordnung) ist der innere Kern fast jedes Feldspates mit Zonenbau *Labrador* (eventuell ein noch basischerer Feldspat bis *Labrador—Bytownit*) mit einer Auslöschung in Schnitten $\perp n_g = 34^\circ$, $\perp n_p = 60^\circ$, der von sauerern Hüllen umschlossen wird. Die Auslöschung der sauersten gemessenen Zone ($\perp n_g = 7^\circ$, $\perp n_p = 85^\circ$) liess auf *Oligoklas* schliessen. Die Feldspate mit Zonenbau weisen in der Regel isomorphe Zonen auf. In einzelnen Fällen habe ich auch, aber nur um den basischen innern Kern herum eine Wiederholung der Zonen wahrgenommen. Der Auslöschungsunterschied zwischen den sich wiederholenden Zonen beträgt auch in Schnitten \perp zu n_g höchstens einige wenige Grad. Als Einschluss kommen in den meisten Fällen Quarzkörner und ziemlich viel kleine Apatitnadeln vor. In einem Falle fand ich auch Biotit als Einschluss im Plagioklasfeldspat.

Das einzige farbige Mineral des Gesteines ist der *Biotit*, der in 0.3–0.4 mm grossen Blättchen und in den Schliffen des von der Spitze stammenden Exemplares auch in 0.6 mm grossen verwitter-

ten Haufen vorkommt. Die Biotite sind gewöhnlich im Zersetzungsprocess befindlich, ihr Pleochroismus ist in diesen Fällen schwach, jedoch sind auch ganz unversehrte darunter, deren Pleochroismus: n_g und n_m = dunkel gelblichbraun, dunkel tabakbraun, n_p = hellgelb auf den braunen Biotit, *Meropen* hindeutend. In Schnitten \perp zu n_p sehen wir einen kleinen, ca 10—15° grossen Achsenwinkel. Als Einschlüsse kommen hauptsächlich Magnetitkörner, Apatit und Rutilnadeln, als Umwandlungsprodukte dagegen blassgrüne, chloritartige Haufen mit kaum wahrnehmbarem Pleochroismus und Magnetit vor. Die Gesamtmenge des Biotit beträgt kaum ein Fünftel der Mineralien der I. Generation.

Als akzessorisches Mineral dieses Gesteines findet sich der Apatit, der in verhältnismässig sehr grosser Menge vorhanden ist. Als Einschluss kommt er in Gestalt kleiner Nadeln in allen genannten Mineralien vor, in einigen Fällen habe ich jedoch auch gut entwickelte 100—150 μ grosse Kristalle beobachtet. Auch Rutil und etwas Zirkon kommt in diesem Gestein vor, meist als Einschluss, u. zw. der Rutil immer in Form nadelförmiger kleiner Individuen, der Zirkon in kleinen kurzen Säulen.

Das Erz des Gesteines ist der *Magnetit*, der stellenweise ein wenig in *Limonit* übergeht. Er erreicht bis zu 0.4 mm Korngrösse.

Die *Grundmasse* des Gesteines ist vollständig *mikrogranitisch*, umkristallisiert, die Körner erreichen darin eine Grösse bis zu 100 μ . Fast $\frac{3}{4}$ davon besteht aus *Quarz* mit Einschlüssen von kleinen Apatitnadeln, neben denen die meist vielfach zwillingsstreifigen, selten Zonenstruktur aufweisenden Feldspatleisten eine geringe Rolle spielen. Die grösste Auslöschungsschiefe der letztern beträgt 10°, sie sind also bedeutend saurer als die Feldspate der I. Generation und in manchen Fällen schwächer lichtbrechend wie die sie umgebenden Quarzkörner, was darauf schliessen lässt, dass *Albit* bis *Albit-Oligoklas* vorliegt. *Orthoklas* kommt in der Grundmasse nur vereinzelt vor.

Alle diese Bestandteile fügen sich zu einer eigenartigen, an das panidiomorph—körnige erinnernden Textur zusammen, die bereits den Übergang zum holokristallin—porphyrischen Gewebe bildet. Dieses Gewebe lässt darauf schliessen, dass wir es hier nicht mit einem effusiven, sondern einem hypabyssischen Gestein zu tun haben.

Petrochemische Untersuchung. Zur Ergänzung der petrographischen Ergebnisse habe ich das Gestein des Nagyhugyin analysiert u. zw. in der Weise dass ich den 3 unversehrten Exemp-

laren gleichmässig zur Analyse Material entnahm. Die Analyseergebnisse sind nach der Methode OSANN's¹ umgerechnet.

| | Ursprüngliche Analyse | Molecular% |
|--|--------------------------|------------|
| SiO ₂ | 71.26% | 77.85% |
| Al ₂ O ₃ | 12.89 „ | 8.29 „ |
| Fe ₂ O ₃ | 1.85% | — „ |
| FeO | 1.50 „ | 2.87 „ |
| MgO | 0.47 „ | 0.77 „ |
| CaO | 2.61 „ | 3.05 „ |
| Na ₂ O | 5.43 „ | 5.75 „ |
| K ₂ O | 2.04 „ | 1.42 „ |
| Glühverlust . . . | 1.39 „ | — |
| Zusammen . . . | 99.44% | 100.00% |

| s | A | C | F | a | c | f | n | Reihe | k |
|-------|------|------|------|------|-----|---|-----|-------|------|
| 77.85 | 7.17 | 1.12 | 5.57 | 10.5 | 1.5 | 8 | 8.0 | α | 1.53 |

Die neuen Werte nach OSANN² dagegen sind die folgenden:

$$\begin{aligned} \text{SAIF} &= 25.5, 2.5, 2.0 \\ \text{AlCalk} &= 13.5, 5, 11.5 \\ \text{NK} &= 8.0 \\ \text{MC} &= 2.0 \end{aligned}$$

Aus den obigen Werten geht hervor, dass das Gestein des Nagyhugyin in OSANN's System einen besondern Platz einnimmt: gewisse Werte nähern sich einer grossen Anzahl von Gesteinen, stimmen aber mit keinem davon ganz überein. Auf Grund der wichtigsten Werte: a, c, f, stimmt es unter den Ergussgesteinen mit dem *Phonolith* Nr. 90 vom Ziegenbergtypus (Ziegenberg, Böhmisches Mittelgebirge) überein, bei diesen ist aber der Wert s bedeutend kleiner (65.89). Seine Werte ähneln einigermassen denen des zum Typus Garkenholz gehörigen *Trachyt* Nr. 51. (Hartenfels, Westertal) und stehen noch denen des *Liparit* Nr. 31 (Lan Bian, Sumatra), vom Typus Mühlental, am nächsten. Auch in der Gruppe der Ganggesteine nimmt das Gestein in ähnlicher Weise eine besondere Stellung ein, seine Werte stehen denen des *Syenitporphyr* Nr. 17. vom Typus Copper Creek Basin ziemlich nahe, stimmen

¹ A. OSANN: Versuch einer chemischen Classification der Eruptivgesteine. II. Ergussgesteine und III. Ganggesteine, (TSCHERMAK's Min. u. Petr. Mitteilungen 1901, 1902.)

² A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. 1913.

aber andererseits gut mit dem *Granitaplit* Nr. 61 (Ornö, Stockholm) überein und neigen endlich auch den Werten des *Alsbachit* Nr. 67 (Mélibocus, Odenwald) zu.

Die neuen Werte nach OSANN drücken jedoch die Qualität des Gesteines vom Nagyhugyin bereits viel besser aus. Auf Grund des Verhältnisses $SAlF$ findet sich das Gestein nämlich in der Gesellschaft von *Graniten*, *Lipariten* und einem *Alsbachit* u. zw., wenn man auch die übrigen Werte vergleicht, stimmt es am besten mit dem *Alsbachit* Nr. 1147 von Melibocus ($SiO_2 = 74.13\%$) überein und zeigt Verwandtschaft mit dem *Liparit* von Hlidarfjall Nr. 483. Auf Grund des Verhältnisses $AlC Alk$ steht es jedoch den Werten des *Liparit* (Dacit) von Namshraun Nr. 502 nahe.

| | Alsbachit (Melibocus), | Liparit (Hlidarfjall), | Liparit (Dacit) Namshraun |
|-----------|------------------------|------------------------|---------------------------|
| $SAlF$ | = 25.5, 2.5, 2 | 25.5, 2.5, 2 | 23, 3.5, 3.5 |
| $AlC Alk$ | = 15, 3.5, 11.5 | 14.5, 5, 10.5 | 13.5, 5, 11.5 |
| NK | = 7.6 | 6.6 | 6.7 |
| MC | = 1.7 | 0.8 | 3.6 |

Auf Grund der Ergebnisse der petrographischen und petrochemischen Untersuchungen kann ich nun feststellen, dass das Gestein, des Nagyhugyin nicht ein effusives Gestein also nicht Trachyt, aber ein diesem in Bezug auf chemische Zusammensetzung sehr nahestehendes Gestein von hypabyssischer Ausbildung ist. Die Textur ist keinesfalls die eines Effusivgesteines. Das beschriebene eigenartige Gewebe deutet darauf hin, dass das Gestein am Rande eines grössern Massives, aber unter einer Decke auskristallisierte. Was den Stoff betrifft, so steht das Gestein an der Grenze der granitischen und syenitischen Magmen, neigt jedoch etwas dem dioritischen Magma zu. Wenn wir die im Gewebe zum Ausdruck kommende hypabyssische Entwicklung in Betracht ziehen, so bildet das Gestein also den Übergang zwischen *Granitporphyr* und *Syenitporphyr*. Da ich jedoch den etwas zu hohen Gehalt an SiO_2 für das Ergebnis einer geringen magmatischen Differenzierung halte und da auch das Gewebe nicht ein ausgesprochen porphyrisches ist, halte ich es für am entsprechendsten, unser Gestein mit den *Granitapliten* von der Art des *Alsbachit* zu identifizieren. Zur endgültigen Entscheidung der Frage wäre natürlich auch die Kenntnis der lokalen Verhältnisse des Vorkommens nötig. Aber wenn der Ausbruch des Nagyhugyin auch tatsächlich einen effusiven Teil besass, so kann

auch dieser keinesfalls Trachyt, sondern *Plagioklasrhyolith* oder *rhyolithischer Dacit* gewesen sein, in denen die Neigung zum Granit- und Dioritmagma sowie entsprechend dem Verhältnis $Al/Calk$, die Verwandtschaft mit dem Syenitmagma vereinigt ist.

Bei Beendigung meiner Arbeit ist es mir eine angenehme Pflicht meinem verehrten Professor, Herrn ord. ö. Prof. Dr. JULIUS VON SZÁDECZKY meinen aufrichtigen Dank dafür auszusprechen, dass er meine Aufmerksamkeit auf dieses interessante Thema gelenkt, mich mit dessen Aufarbeitung betraut und während der Arbeit mit seinen wohlwollenden Ratschlägen zu unterstützen die Güte hatte. Ferner habe ich Herrn Geologen Dr. SIMON PAPP dafür zu danken, dass er mir bereitwillig das von ihm gesammelte Material zur Bearbeitung überliess.
